



This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

- + *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.
- + *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.
- + *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.
- + *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at <http://books.google.com/>



Über dieses Buch

Dies ist ein digitales Exemplar eines Buches, das seit Generationen in den Regalen der Bibliotheken aufbewahrt wurde, bevor es von Google im Rahmen eines Projekts, mit dem die Bücher dieser Welt online verfügbar gemacht werden sollen, sorgfältig gescannt wurde.

Das Buch hat das Urheberrecht überdauert und kann nun öffentlich zugänglich gemacht werden. Ein öffentlich zugängliches Buch ist ein Buch, das niemals Urheberrechten unterlag oder bei dem die Schutzfrist des Urheberrechts abgelaufen ist. Ob ein Buch öffentlich zugänglich ist, kann von Land zu Land unterschiedlich sein. Öffentlich zugängliche Bücher sind unser Tor zur Vergangenheit und stellen ein geschichtliches, kulturelles und wissenschaftliches Vermögen dar, das häufig nur schwierig zu entdecken ist.

Gebrauchsspuren, Anmerkungen und andere Randbemerkungen, die im Originalband enthalten sind, finden sich auch in dieser Datei – eine Erinnerung an die lange Reise, die das Buch vom Verleger zu einer Bibliothek und weiter zu Ihnen hinter sich gebracht hat.

Nutzungsrichtlinien

Google ist stolz, mit Bibliotheken in partnerschaftlicher Zusammenarbeit öffentlich zugängliches Material zu digitalisieren und einer breiten Masse zugänglich zu machen. Öffentlich zugängliche Bücher gehören der Öffentlichkeit, und wir sind nur ihre Hüter. Nichtsdestotrotz ist diese Arbeit kostspielig. Um diese Ressource weiterhin zur Verfügung stellen zu können, haben wir Schritte unternommen, um den Missbrauch durch kommerzielle Parteien zu verhindern. Dazu gehören technische Einschränkungen für automatisierte Abfragen.


Wir bitten Sie um Einhaltung folgender Richtlinien:

- + *Nutzung der Dateien zu nichtkommerziellen Zwecken* Wir haben Google Buchsuche für Endanwender konzipiert und möchten, dass Sie diese Dateien nur für persönliche, nichtkommerzielle Zwecke verwenden.
- + *Keine automatisierten Abfragen* Senden Sie keine automatisierten Abfragen irgendwelcher Art an das Google-System. Wenn Sie Recherchen über maschinelle Übersetzung, optische Zeichenerkennung oder andere Bereiche durchführen, in denen der Zugang zu Text in großen Mengen nützlich ist, wenden Sie sich bitte an uns. Wir fördern die Nutzung des öffentlich zugänglichen Materials für diese Zwecke und können Ihnen unter Umständen helfen.
- + *Beibehaltung von Google-Markenelementen* Das "Wasserzeichen" von Google, das Sie in jeder Datei finden, ist wichtig zur Information über dieses Projekt und hilft den Anwendern weiteres Material über Google Buchsuche zu finden. Bitte entfernen Sie das Wasserzeichen nicht.
- + *Bewegen Sie sich innerhalb der Legalität* Unabhängig von Ihrem Verwendungszweck müssen Sie sich Ihrer Verantwortung bewusst sein, sicherzustellen, dass Ihre Nutzung legal ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass ein Buch, das nach unserem Dafürhalten für Nutzer in den USA öffentlich zugänglich ist, auch für Nutzer in anderen Ländern öffentlich zugänglich ist. Ob ein Buch noch dem Urheberrecht unterliegt, ist von Land zu Land verschieden. Wir können keine Beratung leisten, ob eine bestimmte Nutzung eines bestimmten Buches gesetzlich zulässig ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass das Erscheinen eines Buchs in Google Buchsuche bedeutet, dass es in jeder Form und überall auf der Welt verwendet werden kann. Eine Urheberrechtsverletzung kann schwerwiegende Folgen haben.

Über Google Buchsuche

Das Ziel von Google besteht darin, die weltweiten Informationen zu organisieren und allgemein nutzbar und zugänglich zu machen. Google Buchsuche hilft Lesern dabei, die Bücher dieser Welt zu entdecken, und unterstützt Autoren und Verleger dabei, neue Zielgruppen zu erreichen. Den gesamten Buchtext können Sie im Internet unter <http://books.google.com> durchsuchen.

Stanford University Libraries



3 6105 031 001 899

The Branner Geological Library



LELAND STANFORD JUNIOR UNIVERSITY

—

Z 48

ZEITSCHRIFT
FÜR
GLETSCHERKUNDE,
FÜR EISZEITFORSCHUNG UND GESCHICHTE DES KLIMAS

ANNALES DE GLACIOLOGIE

ANNALS OF GLACIOLOGY

ANNALI DI GLACIOLOGIA

Organ der Internationalen Gletschercommission

unter Mitwirkung von

**S. Finsterwalder (München), F. A. Forel (Morges), J. Geikie (Edinburgh), W. Killian (Grenoble),
Olinto Marinelli (Florenz), F. Nansen (Kristiania), A. Penck (Berlin), F. Porro (La Plata),
Charles Rabot (Paris), H. F. Reid (Baltimore), F. Wahnschaffe (Berlin), A. Woelke (St. Petersburg)**

herausgegeben von

EDUARD BRÜCKNER
Professor an der Universität Wien

I. Band

1906/07

BERLIN
VERLAG VON GEBRÜDER BORNTRAEGER
SW 11 DESSAUERSTRASSE 20
1907

220823

УРАЯРАЛ ОРОЗБА

Inhalt.

Abb. = Abhandlungen; Kl. M. = Kleinere Mitteilungen; Lit. = Literaturbericht.

Heft 1 (Mai 1906).

	Seite
Abb. Ed. Brückner: Zur Einführung	1
A. Blümcke und S. Finsterwalder: Die Gletscherbewegung mit Berücksichtigung ihres senkrechten Anteils. Mit 3 Figuren	4
J. Geikie: Late Quaternary Formations of Scotland. With a Diagram	21
P. Girardin: Le glacier des Evettes en Maurienne (Savoie). Avec une carte (planche I) et 2 clichés dans le texte	31
P. A. Øyen: Klima- und Gletscherschwankungen in Norwegen. Mit 2 Abb.	46
Kl. M. E. v. Drygalski: Die Bewegung des antarktischen Inlandeises. Mit Abb.	61
F. A. Forel: Structure rubanée des glaciers	65
A. Philippson: Ein Gletscher am Erdschias-Dagh (Argaeus), Kleinasien	66
F. A. C. Schulz: Wissenschaftliche Untersuchungen über die Eisbedeckung der Dolomiten	69
J. Blåas: Neue Fundstelle von Pflanzen der interglazialen Höttinger Breccie bei Innsbruck	69
F. A. Forel et E. Muret: Rapport sur les variations des glaciers, 1905: Alpes Suisses	70
Lit. H. Hess: Die Gletscher	71
W.v. Knebel: Die Lagerungsverhältnisse glazialer Bildungen auf Island. —: Der Nachweis verschiedener Eiszeiten im inneren Island	72
A. Blümcke und S. Finsterwalder: Zeitliche Änderung in der Geschwindigkeit der Gletscherbewegung	73
Bibliographie	76

Heft 2 (Juli 1906).

Abb. E. Philippi: Die Störungen der Kreide und des Diluviums auf Jasmund und Arkona (Rügen). Mit 9 Figuren im Text und 4 Tafeln	81
H. F. Reid: Studies of the Glaciers of Mount Hood and Mount Adams. With 5 Figures	113
Gharles Rabot: Les variations des glaciers de l'Islande méridionale de 1893—94 à 1903—04 d'après la nouvelle carte d'Islande	132
Hans Meyer: Der Calderagletscher des Cerro Altar in Ecuador. Mit 2 Abbildungen	139
Kl. M. Ed. Brückner: Schwankungen des Niederschlages im Deutschen Reich	148
J. Rekstad: Einige Beobachtungen über die Dichtigkeit des Schnees	151
Lit. G. Quincke: Über Eisbildung und Gletscherkorn	153
Fr. Heritsch: Die glazialen Terrassen des Drautales	155
Bibliographie	157

Heft 3 (September 1906).

	Seite
Abh. H. F. Reid et E. Muret: Les variations périodiques des glaciers . . .	161
M. F. Rudzki: Deformationen der Erde während der Eiszeit	182
J. N. Le Conte: The Motion of the Nisqually Glacier, Mt. Rainier, U. S. A.	192
E. Philippi: Die Störungen der Kreide und des Diluviums auf Jasmund und Arkona, Rügen (Schluß)	199
Kl. M. H. Crammer: Die Temperatur des Gletscher- und Inlandeises im Zu- sammenhang mit der Eisbewegung	225
M. Lagally: Revision der Gletschermarken im Selrain und nördlichen Stubai (Tirol)	226
E. Rudel: Beobachtungen an norwegischen Gletschern im August 1905	229
R. Hauthal: Quartäre Vergletscherung der Anden in Bolivien und Peru	230
Lit. H. Schroeder u. J. Stoller: Marine und Süßwasser-Ablagerungen im Diluvium von Uetersen-Schulau	231
A. Aigner: Eiszeitstudien im Murgebiet	232
Bibliographie	233

Heft 4 (Februar 1907).

Abh. H. Hess: Probleme der Gletscherkunde	241
G. Dainelli: Alcune notizie sopra i ghiacciai delle valli di Gressoney e di Ayas (Gruppo del M. Rosa)	254
H. Hess: Über den Schutthinhalt der Innenmoränen einiger Ötztaler Gletscher	287
S. Finsterwalder: Die Konferenz ostalpiner Gletscherforscher in Sulden vom 9.—13. August 1906	293
Kl. M. S. Finsterwalder: Die Neuvermessung des Suldenferners im August 1906	302
G. Götzinger: Nachmessungen an den Gletschern der Goldberg-Gruppe in den Hohen Tauern im Jahre 1905	305
A. Blümcke: Über die Geschwindigkeiten am Vernagt- und Guslar- Ferner im Jahre 1904—1905	312
M. Lagally: Revision der Gletschermarken im Selrain und nördlichen Stubai (Nachtrag)	314
P. L. Mercanton: Vitesse de propagation des crues provoquées par les débâcles glaciaires	316
Lit. Bibliographie	317

Heft 5 (April 1907).

Abh. B. Weinberg: Über den Koeffizienten der inneren Reibung des Gletscher- eises und seine Bedeutung für die Theorie der Gletscherbewegung	321
J. Rekstad: Einiges über Gletscherschwankungen im westlichen Nor- wegen	347
H. Hess: Jährlicher Abtrag durch Erosion am Hintereisferner. Eine Berichtigung	355
Kl. M. O. Marinelli: Studi sopra i ghiacciai delle Alpi Venete	357
P. Mercanton: Repérage topographique des masses glaciaires ensevelies sous la moraine	358
Lit. W. C. Brøgger: Strandliniens Beliggenhed under Stenaldere i det syd- østlige Norge	360
Bibliographie	362
Reg. Register	366

Zur Einführung.

Besteht auch Überfluß an geographischen, geologischen, allgemein naturwissenschaftlichen Zeitschriften aller Art, so fehlt bis heute doch ein Organ, das als einheitliche Sammelstelle der zahlreichen Untersuchungen und der reichen Literatur über Gletscher dienen würde. Diese Literatur ist heute gerade so zerstreut, wie die wissenschaftliche Herkunft der heutigen Gletscherforscher mannigfaltig ist. Physiker, Geologen, Geographen haben im Laufe der Jahrzehnte die Steine zum Aufbau der Wissenschaft von den Gletschern geschaffen; in physikalischen, geologischen, geographischen, allgemein naturwissenschaftlichen, aber auch touristischen Zeitschriften und Jahrbüchern muß sich jene Bausteine zusammenlesen, wer am Ausbau der Gletscherkunde weiter arbeiten will. So zerstreut ist die Literatur, daß der einzelne sie nicht zu überblicken vermag. Sehr zum Schaden der eigenen Arbeit wie der Wissenschaft überhaupt nimmt z. B. der auf dem Gebiet der Gletscherkunde arbeitende Physiker nur zu oft keine Notiz von den für die Physik der Gletscher manchmal hochwertigen Resultaten, die der Geologe auf dem Gebiete der Eiszeitforschung gezeitigt und in geologischen Zeitschriften niedergelegt hat. Dem Glacialgeologen entgehen wiederum nur zu leicht die Ergebnisse der Forschung an recenten Gletschern, die ihm über das oder jenes Problem der Eiszeit Aufschluß geben könnten. Eine etwas günstigere Stellung nimmt, durch die Vielseitigkeit seiner Wissenschaft gezwungen, der Geograph ein. Nichtsdestoweniger geht geradezu ein Riß durch die ganze Wissenschaft von den Gletschern. Als internationales mehrsprachiges Zentralorgan hier vermittelnd und dadurch klärend und fördernd zu wirken, ist die vornehmste Aufgabe der Zeitschrift für Gletscherkunde.

Es ist vielleicht nicht überflüssig, in großen Zügen den Umkreis zu zeichnen, dem die Zeitschrift sich widmen will, obwohl dieser Umkreis aus dem Titel schon einigermaßen ersichtlich ist. Alles, was mit heute oder früher existierenden Gletschern im Zusammenhang steht, gehört in den Rahmen

der Zeitschrift, also nicht etwa nur der Gletscher für sich, sondern auch der fallende Schnee, der den Gletscher entstehen läßt, die Lawine, die ihn nährt, und der Gletscherbach, der das Schmelzwasser des endenden Gletschers sammelt und entführt. Die Physik des festen Wassers wie die Klimatologie der Gletschergebiete dürfen nicht außer Acht gelassen werden, ebenso wenig wie die morphologische Wirkung der Gletscher selbst, sowie des Gletscherbaches. Eine wichtige Aufgabe der Zeitschrift wird es auch sein, das Tatsachenmaterial über die Größenänderungen der Gletscher zu sammeln, entsprechend den Zielen der internationalen Gletscherkommission, die unsere Zeitschrift zu ihrem offiziellen Organ bestimmt hat.

Sollen auch alle Gletschergebiete der Erde in den Kreis der Betrachtung gezogen werden, so liegt es doch in der Natur der Dinge, daß eine in Mitteleuropa erscheinende Zeitschrift für Gletscherkunde ganz besonders vollständig und erschöpfend die Gletscherphänomene der Alpen, dieser Schule der Gletscherforschung, zu berücksichtigen hat. Die Darlegung der Resultate der alpinen Gletscherforschung, der privaten, der staatlichen wie auch der mit so großen Erfolgen von den alpinen Vereinen durchgeführten, wird stets einen wesentlichen Raum in unserer Zeitschrift beanspruchen.

Für die Kunde von den heutigen Gletschern bietet die Abgrenzung keine Schwierigkeit. Schwieriger ist es, die Grenzen festzulegen, innerhalb derer die Eiszeitforschung in den Kreis der Zeitschrift einzubeziehen ist. Die Eiszeit hat so gewaltig in das Dasein der Erde eingegriffen, daß nicht nur die hydrographischen Verhältnisse, sondern auch das Auftreten der Lebewesen sehr wesentlich dadurch bestimmt wurde. Auch hier muß der obige Grundsatz als Leitschnur dienen, sodaß z. B. palaeozoologische und palaeophytologische Probleme nur soweit im Rahmen unserer Zeitschrift zu behandeln sein werden, als sie zur Verfolgung und zum Verständnis der eiszeitlichen Gletscher und ihrer Schwankungen beitragen.

Die Schwankungen der Gletscher der Gegenwart wie der geologischen Vergangenheit sind der Ausdruck von Schwankungen und Änderungen des Klimas: es spiegelt sich in der Größe der Gletscher genau die Geschichte des Klimas wieder. Die letztere zu verfolgen zwingt schon das Streben nach einer Feststellung der Ursachen der Änderung der Gletschergröße. Damit rückt das gesamte Problem der Änderungen und Schwankungen des Klimas, wenn dasselbe auch in erster Reihe ein meteorologisches ist, in das Bereich unserer Zeitschrift.

Wir glauben mit diesen wenigen Worten das Gebiet unserer Zeitschrift ausreichend gezeichnet zu haben. Übergriffe auf Nachbargebiete werden sich nicht vermeiden lassen und sollen auch im Interesse einer größeren Vielseitigkeit nicht vermieden werden. Eine Praxis wird sich allmählich von selbst herausbilden.

Abhandlungen, kleinere Mitteilungen, Referate und eine bibliographische Zusammenstellung der neuen Erscheinungen soll jedes Heft der Zeitschrift für Gletscherkunde bringen. Besonders auf die drei letztgenannten Rubriken soll großes Gewicht gelegt werden; in ihnen sollen sich die Fortschritte der Gletscherkunde, der Eiszeitforschung und der Lehre von den Änderungen des Klimas möglichst vollständig widerspiegeln. Gerade diese Abschnitte freilich werden dieses Ziel nicht sofort, sondern erst allmählich durch Gewinnung zahlreicher Mitarbeiter und durch eine gewisse wissenschaftliche Einbürgerung der Zeitschrift erreichen können.

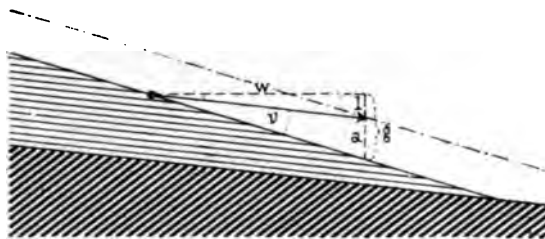
Möchte diese Einbürgerung recht bald erfolgen!

Der Herausgeber.

Die Gletscherbewegung mit Berücksichtigung ihres senkrechten Anteiles.

Von A. Blümcke und S. Finsterwalder in München.

Einleitung. Von allen Eigentümlichkeiten der Gletscherbewegung ist das Verhalten ihres lotrechten Anteils am wenigsten untersucht, und doch ist dieser für den Haushalt des Gletschers nicht minder wichtig als der wagerechte. Auf ihm beruht nämlich in erster Linie der Ersatz der Abtragung, die der Gletscher im Laufe des Sommers an seiner Oberfläche erfährt. Dieser Umstand wurde schon von den Gebrüdern H. und A. Schlagintweit¹⁾ erkannt und durch den Begriff der



Figur 1.

Die hellen Schraffen bedeuten die Stromlinien des Gletscherlängsschnittes, die dunklen den Untergrund. Die strichpunktierte Linie gibt die Lage der Eisoberfläche nach Ablauf eines Jahres ohne Wirkung der Abschmelzung.

„spezifischen Neigung“ der Gletscheroberfläche zum Ausdruck zu bringen versucht. Die Stromlinien der Gletscherbewegung (Fig. 1), die der Talsohle parallel verlaufend vorausgesetzt werden, treten hiernach aus der Gletscheroberfläche aus und schneiden sie unter einem bestimmten Winkel, eben jener spezifischen Neigung.

Der Ersatz der im Laufe des Sommers abgetragenen Eismassen kommt nun dadurch zu stande, daß die Gletscherbewegung die Eisoberfläche im Laufe des Jahres nach vorn und dabei um ebensoviel als jene Abtragung ausmacht nach oben verschiebt. Das kann aber nur dann erfolgen, wenn der abwärts gerichtete lotrechte Anteil l der jährlichen Gletscherbewegung um den Betrag der Abschmelzung a geringer ist als das

¹⁾ Untersuchungen über die physikalische Geographie der Alpen. Leipzig 1850, S. 157.

Gefälle g der Gletscheroberfläche für eine Strecke w gleich dem wagerechten Anteil der Gletscherbewegung. Die grundlegende Bedeutung dieser Beweisführung blieb lange unbeachtet und wurde erst von Herrn H. F. Reid und dem einen von uns in der geometrischen Theorie der Gletscherbewegung ins rechte Licht gestellt, von den zufälligen Beschränkungen der ersten Anwendung befreit und auf das Firnfeld, wo die Verhältnisse gerade umgekehrt liegen, ausgedehnt.¹⁾ Es kann daher auch nicht Wunder nehmen, wenn die ältere Literatur über die Gletscher nur wenig brauchbare Messungen über den lotrechten Anteil der Gletscherbewegung aufweist. Die ersten ausgedehnten Messungen hierüber stammen von Herrn E. v. Drygalski und wurden 1892—93 am Rande des Karajak-Eisstromes in Westgrönland ausgeführt.²⁾ Sie enthüllten die überraschende Tatsache, daß sich am Rande des Gletschers ein nach aufwärts gerichteter lotrechter Anteil der Gletscherbewegung findet, während in der Mitte jener Anteil, wie zu erwarten, abwärts geht. Das regelmäßige Verhalten des Anteils der Gletscherbewegung senkrecht zur Gletscheroberfläche hat Herr H. F. Reid 1899 am Fornogletscher bei Maloja in der Schweiz untersucht und volle Übereinstimmung mit den Voraussagungen der geometrischen Theorie gefunden.³⁾ Die Rhonegletschervermessung berücksichtigt seit langen Jahren den lotrechten Anteil der Gletscherbewegung des Firnfeldes, während auf der Gletscherzunge, wo Steinmarken bei Messung der Gletscherbewegung in Verwendung sind, der genannte Anteil von der Abtragung der Eisoberfläche nicht getrennt werden kann. Ähnliches gilt von den großen Messungsreihen des Herrn J. Vallot am Eismeer von Chamonix.⁴⁾ Die im Jahre 1899 am Rhonegletscher von E. Richter einberufene Versammlung von Gletscherforschern hat eine neue eingehende Untersuchung der Vertikalkomponente der Oberflächenbewegung der Gletscher für wünschenswert erachtet⁵⁾. Dieser Anregung folgten wir bei Einrichtung einer längeren Beobachtungsreihe am Hintereisferner im Ötztal in Tirol, welche in erster Linie der Untersuchung

1) H. F. Reid, The Mechanics of Glaciers I, Amer. J. of Geology IV. 1896, S. 912—928; S. Finsterwalder, Der Vernagtferner. Graz 1897, S. 46.

2) E. v. Drygalski, Grönlandexpedition. Berlin 1897. 1. Bd., S. 255 u. f.

3) H. F. Reid, De la progression des glaciers, leur stratification et leurs veines bleues. Congrès géologique intern. 8^e session. Paris 1901, S. 749.

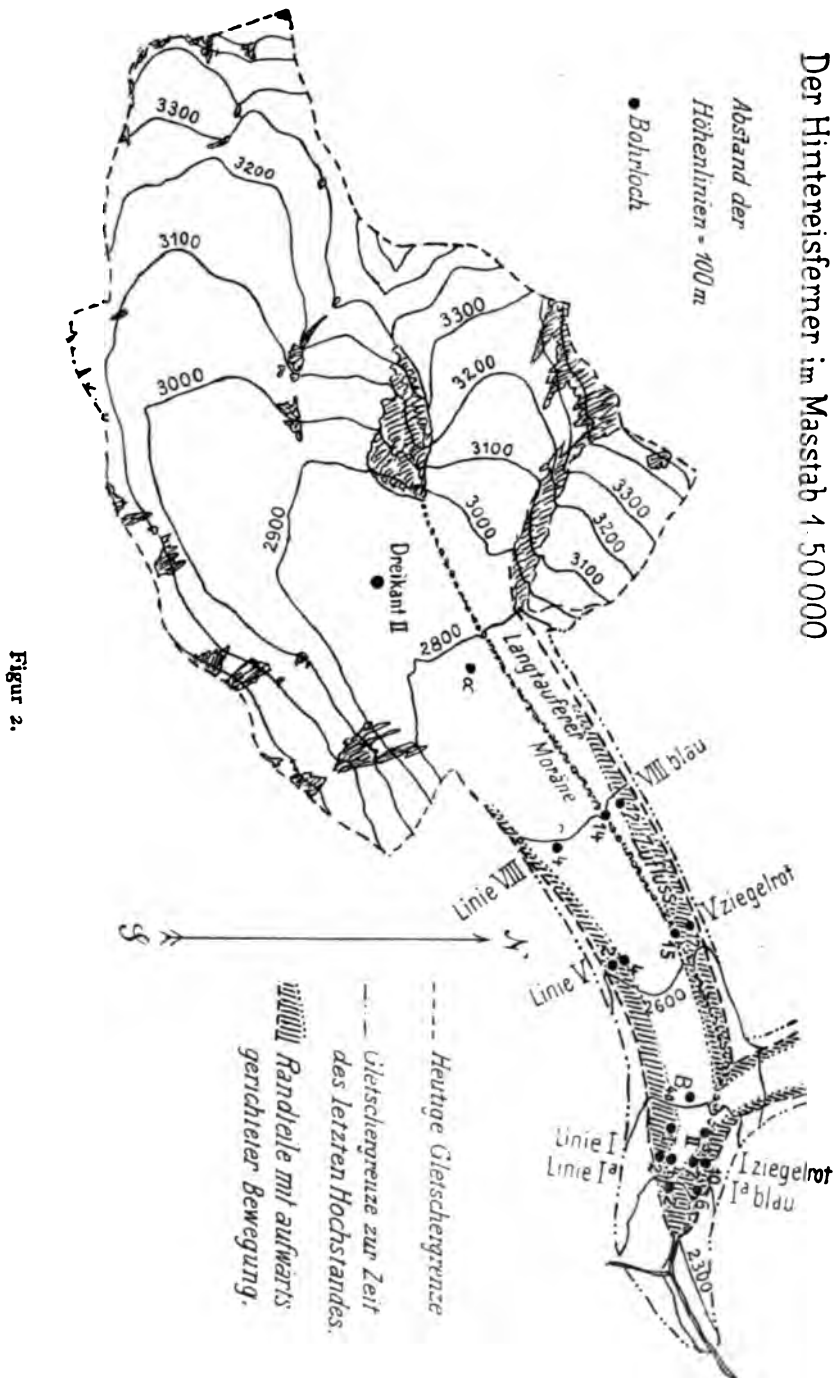
4) J. Vallot, Expériences sur la marche et les variations de la Mer de Glace. Annales de l'observatoire du Mont Blanc, 4. Bd., 1900, S. 35.

5) Verhandl. d. intern. Geographenkongresses in Berlin 1899, S. 270.

der jahreszeitlichen Schwankungen dienen sollte, und über deren Ergebnisse nach dieser Richtung wir vor kurzem ausführlich berichteten.¹⁾

Vorgang bei den Messungen. Aus der genannten Arbeit entnehmen wir die folgenden Angaben über die Art der Beobachtung (vgl. Fig. 2). Als Marken für die Bestimmung der Gletscherbewegung dienten ausschließlich Bohrlöcher von 6—8 cm Durchmesser, die so tief (4—9 m) angelegt wurden, daß sie im Laufe eines Sommers nicht zur Ausschmelzung gelangten. In die Löcher waren nach ihrer Fertigstellung eine Reihe auf einandergestellter Holzstangen von 2 m Länge gesteckt worden, die durch die Bewegung des Eises, die die Bohrlöcher verdrückt, bald unverrückbar mit dem Eise verbunden werden. Die Stangen wurden mit Eisenschuhen soweit beschwert, daß sie im Wasser, das die Bohrlöcher zunächst erfüllt, nahezu schwebten. Auf den Kopf der Stange war eine Blechscheibe vom Durchmesser des Bohrloches genagelt, welche das Aneinandervorbeischieben der Stangen verhindern sollte. Drei früher hergestellte Bohrlöcher von 40 m, 66 m und 86 m Tiefe, die in gleicher Weise mit Holzstangen ausgefüllt waren, wurden bei der Reihe mitbenützt. Die Löcher wurden an Stellen angelegt, wo die Steinmarken älterer Bewegungsmessungen sich vorfanden, so daß die neuen Messungen als Fortsetzung der früheren gelten können. Mit Rücksicht auf den ersten Zweck der Reihe wurde eine jährlich zweimalige Einmessung der Bohrlöcher ins Auge gefaßt und zwar Ende Juli und Mitte September. Im ganzen wurde diese Beobachtung vier Jahre hindurch durchgeführt und zwar zumeist von A. Blümcke. Bei der Septembermessung, die übrigens mehrmals schon zu Beginn des Monates fiel, wurde die Höhenbestimmung der Einfachheit halber zumeist fortgelassen. Die Einmessung der Marken geschah fast ausschließlich auf dem Wege des Rückwärtseinschneidens nach 4—8 trigonometrischen Punkten. Hierdurch wurde der Verwechslung der Marken vorgebeugt und das Errichten weithinsichtbarer Zeichen an den Beobachtungsstellen erspart. Die Winkelmessung auf dem Eise ist allerdings merklich ungenauer als auf festem Boden. Das grundlegende trigonometrische Netz war für die im Jahre 1894 erfolgte Aufnahme einer Karte des Hintereisferners im Maßstab 1:10000 gemessen worden: es hatte in den Höhen einige schwache Stellen, die im Mangel gegenseitiger Verbindung nahegelegener Punkte begründet waren und für

¹⁾ A. Blümcke und S. Finsterwalder, Zeitliche Änderungen der Geschwindigkeit der Gletscherbewegung. Sitzber. der math.-phys. Klasse der Kgl. Bayer. Akad. d. Wiss., 35. Bd., 1905, S. 109.



den vorliegenden Zweck etwas störend wirkten. Die Lage der Beobachtungspunkte ist in der vorstehenden Karte in 1:50000, die nach der großen Karte in 1:10000 von A. Blümcke und H. Heß¹⁾ entworfen ist, dargestellt. Der Höhenfehler im Firnbecken bei Dreikant II ist auf $\pm 0,6$ m zu schätzen; er beträgt auf der blauen Linie VIII $\pm 0,5$ m, auf der ziegelroten Linie V $\pm 0,3$ m, in der Gegend der tiefen Bohrlöcher und bei der ziegelroten Linie I und der blauen Linie Ia $\pm 0,2-0,3$ m. Sehr viele Mühe wurde auf die Messung der Abtragung des Eises verwendet, um diesen wichtigen und so schwer zu fassenden Bestandteil des Gletscherhaushaltes zu ergründen. Bald nachdem die Beobachtungsstellen schneefrei wurden, ließen wir die Länge der herausragenden Stangen durch eine einheimische Hilfskraft messen; die gleiche Messung nahmen wir selbst zu verschiedenen Zeiten, insbesondere bei der Neubestimmung der Punkte vor und gegen Ende des September erfolgte eine letzte Messung durch die genannte Hilfskraft. Dennoch ist unsere Kenntnis von dem Zusammenhang der Abschmelzung mit der Höhenlage der Beobachtungsstelle und der Witterung im ganzen wenig gefördert worden, da sich dem zeitlichen und örtlichen Wechsel der Abschmelzung gegenüber unser Beobachtungsschatz als viel zu ärmlich erwies.

Gegen die Messung der Abtragung an Stangen, die ins Eis eingefroren sind, oder auch an Bohrlöchern, aus deren Tiefenverminderung im Laufe der Zeit die Abtragung des Eises ermittelt werden soll, lassen sich grundsätzliche Bedenken erheben, die hier nicht unterdrückt werden sollen, obwohl wir überzeugt sind, daß sie für den vorliegenden Fall nicht zutreffen. Dagegen können sie unter anderen Umständen sehr wohl von Bedeutung werden. Die Messungsweise setzt voraus, daß das Bohrloch dauernd lotrecht bleibt und seine Längsausdehnung im Laufe der Zeit sich nicht verändert. Die lotrechte Stellung des Bohrloches kann an der herausragenden Stange leicht geprüft werden und der durch eine geringe Abweichung verursachte Fehler ist verschwindend. Dagegen wird eine Veränderung der Längsausdehnung des Bohrloches infolge der Bewegung des Eises nicht zu erkennen sein. Wird das Eis in der Umgebung des Bohrloches nach allen Seiten gepreßt, so ist eine Verlängerung in der lotrechten Richtung unausbleiblich, desgleichen eine Verkürzung in dieser Richtung, wenn eine Zerrung, ein Auseinanderfließen des Eises nach allen Seiten stattfindet. Die eingesteckten Stangen würden

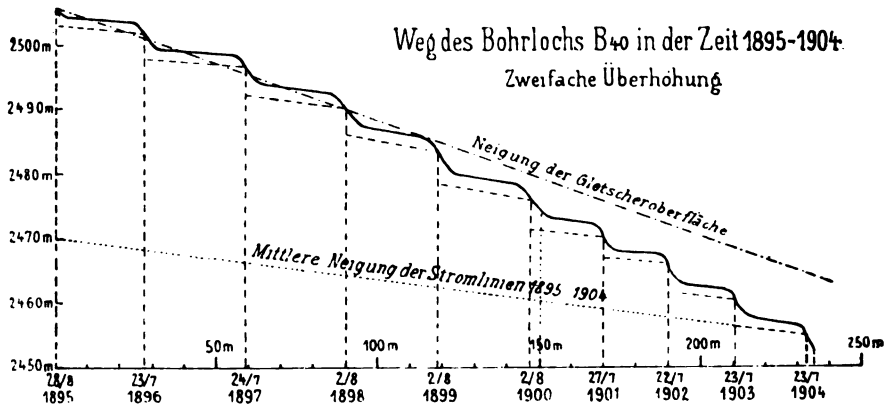
¹⁾ Studien am Hintereisferner. München 1899.

im ersteren Falle auseinandergezogen, im zweiten Falle aneinander vorbeigeschoben werden. Wenn dies nur in geringem Maße der Fall ist, so bleibt es leicht unbemerkt, da die Stangen, sobald sie nur mehr einen halben Meter im Eis stecken, sich ohnedies lockern. Man würde dann im erstgenannten Fall die Abtragung des Eises unterschätzen, im zweiten überschätzen. In Wirklichkeit wird übrigens die genannte Fehlerquelle wenig Bedeutung besitzen, da bei der Bewegung des Eises ein allseitiges Pressen oder Zerren an der Oberfläche wohl nur ausnahmsweise eintreten wird. In der Regel wird die Art der Formänderung nach den verschiedenen Richtungen wechseln und ihre Wirkung in lotrechter Richtung unbedeutend sein. Beim Hintereiserner zeigen die Stromlinien überdies einen so ausgesprochenen Parallelismus, daß alle die genannten Bedenken für die vorliegende Messungsreihe wegfallen. Würde man aber die bis zu 200 m tiefen Bohrlöcher für lange Zeit hinaus als „Ablationspegel“ benutzen, so könnten ihre im Laufe der Jahre anwachsenden Formveränderungen sehr wohl eine beachtenswerte Fehlerquelle bilden. (Hier sei auch noch auf die Versuchsanordnung von Herrn Axel H a m b e r g an den lappländischen Gletschern hingewiesen.)¹⁾

Verarbeitung der Messungen und Zusammenstellung der Ergebnisse. Bei der Verarbeitung des Beobachtungsmateriales schlugen wir, um einen Überblick der zeitlich und örtlich wechselnden Verhältnisse eines Bohrloches zu bekommen, folgendes Verfahren ein. Die aus den zeitlich verschiedenen Lagenbestimmungen der oberen Öffnung eines Bohrloches hervorgehenden wagerechten Anteile der Gletscherbewegung wurden ohne Rücksicht auf ihre etwas wechselnde Richtung längs einer X-achse aneinandergereiht und mit den zugehörigen Zeiten bezeichnet. War zu einem Zeitpunkt auch die Höhe gemessen, so wurde diese in vergrößertem Maßstabe senkrecht dazu aufgetragen. Es sollte nun mit Hilfe der Beobachtungen über die Abtragung ein Aufriß der stetigen Bewegung der Bohrlochöffnung gezeichnet werden. Dazu diente folgende Überlegung: Ist zu den Zeiten t_1 und t_2 jeweils die Höhe h_1 bzw. h_2 und außerdem der dazwischen liegende wagerechte Anteil w_{12} der Gletscherbewegung und die zugehörige Abtragung a_{12} gemessen worden, so hat die Stelle des Eiskörpers, welche zur Zeit t_2 die Öffnung des Bohrloches in der Höhe h_2 bildet, zur Zeit t_1 in der Höhe $h_1 - a_{12}$ im Innern des Eiskörpers gelegen; es hat also ein

¹⁾ Zur Technik der Gletscheruntersuchungen. Congrès géologique intern. C. R. de la IX^e session, Vienne 1903, S. 748.

mit dem Eise fest verbundener Punkt während er die Strecke w_{12} in wagrechter Richtung zurücklegte, in senkrechter Richtung die Strecke $h_1 - a_{12} - h_2$ zurückgelegt. Aus der Formel $\operatorname{tg} \varphi_{12} = (h_1 - a_{12} - h_2) : w_{12}$ läßt sich die Neigung der Eisbewegung gegen die Wagerechte entnehmen, ebenso aus der Zeichnung, wenn man die Lage des Loches zur Zeit t_2 mit jener um a_{12} erniedrigten zur Zeit t_1 verbindet. Nimmt man nun an, daß innerhalb des Zeitraumes $t_2 - t_1$ die Eisbewegung geradlinig und gleichförmig erfolgt, so lassen sich Beobachtungen der Abschmelzung in der Zwischenzeit zur Auffindung der Lage der Bohrlochöffnung zu dieser Zeit verwenden, und auf diese Weise konnten



Figur 3.

wir ein ziemlich genaues Bild von der Wanderung der Bohrlochöffnung im Laufe der Jahre gewinnen. Die Figur 3 stellt einen solchen Aufriß für das 40 m tiefe Bohrloch B_{40} vor, welches einen Zeitraum von nunmehr 10 Jahren, 1895—1905, umfaßt. Eine notwendige Ergänzung erfährt der Aufriß noch durch Eintragung der Neigung der Gletscheroberfläche. Ist der Gletscher in stationärem Zustande, so entfernt sich die Linie des Aufnisses der Bohrlochöffnung nicht dauernd von einer Linie, die der Neigung der Gletscheroberfläche entspricht, schwingt vielmehr wellenförmig um eine solche mittlere Linie hin und her. Im Winter, wo während 8 Monaten die Abtragung der Eisfläche aufhört, bewegt sich die Bohrlochöffnung wie ein mit dem Eis verbundener Punkt aus der Oberfläche des vorausgegangenen Herbstes heraus, so daß sie, wenn sie zu Sommersbeginn schneefrei wird, um mehrere Meter höher steht als die Eisoberfläche an der betreffenden Stelle im Herbst; dann folgt in der kurzen warmen Jahreszeit ein rasches Absinken, da in dieser Zeit die Abschmelzung den aus der Ober-

fläche heraustretenden Anteil der Eisbewegung bei weitem überschreitet. Nach der dauernden Einwinterung beginnt das Spiel von neuem. Wie man aus der Figur 3 entnimmt, war der Gletscher an der Stelle des Bohrloches nur in der Zeit von 1895—1898 angenähert stationär; von da ab findet ein immer stärkeres Zurückbleiben unter der Oberfläche vom Jahre 1895 statt. In engem Zusammenhange damit steht der Umstand, daß nach einer anfänglichen kleinen Zunahme der wagerechte Anteil der Geschwindigkeit von 1898 bis 1903 um fast ein Drittel seines ursprünglichen Betrages abgenommen und sich seither nur wenig erholt hat. Die Neigung der Eisbewegung ist in dieser Zeit innerhalb der Fehlergrenzen der Bestimmung nahezu gleichmäßig geblieben; der Betrag der Abschmelzung nimmt im ganzen zu, woran die um 50 m tiefere Lage des Bohrloches nach Ablauf des Jahrzehntes einen Teil der Schuld trägt.

In ähnlicher Weise wie das vorliegende Beispiel wurden die sämtlichen 17 Bohrlöcher untersucht und ihre Bewegung aufgezeichnet. Wir nehmen jedoch von der Veröffentlichung dieser Zeichnungen schon aus dem Grunde Abstand, weil keineswegs alle Einzelheiten derselben genügend verbürgt werden können und eine große Zahl von Unregelmäßigkeiten im einzelnen die Übersicht über die gesicherten Ergebnisse erschweren. Es zeigt sich nämlich, daß der lotrechte Anteil der Eisbewegung in ganz ähnlicher Weise, wie wir es früher für den wagerechten nachgewiesen haben, jährlichen und örtlichen Schwankungen unterworfen ist, für deren Studium das vorliegende Material nicht ausreicht, so daß es angezeigt erscheint, sich vorerst an mehrjährige Durchschnittswerte zu halten, welche den Einflüssen von Zufälligkeiten und eigentlichen Messungsfehlern weniger ausgesetzt sind. Dabei haben wir uns bemüht, alle Beobachtungen auf den gleichen Zeitraum von 4 Jahren, nämlich vom 4. Sept. 1900 bis 4. Sept. 1904 zurückzuführen. An diesen Tagen waren nämlich Lagen- und Abschmelzungsbestimmungen, aber keine Höhenmessungen gemacht worden. Die nächsten Höhenmessungen waren 3—4 Wochen vorher ausgeführt worden und mußten mittels der aus einem längeren Zeitraum ermittelten Neigung der Eisbewegung und der Abschmelzungsbeobachtungen auf die genannten Tage zurückgeführt werden, was sich ohne wesentliche Einbuße an Genauigkeit machen ließ. Um die Neigung der Gletscheroberfläche zu bestimmen, hat der eine von uns (Bl.) im Jahre 1904 folgendes Verfahren eingeschlagen. Es wurden vom jeweiligen Standpunkt des Instrumentes aus mittels Lattenablesung eine Anzahl von gletscheraufwärts gelegenen

Bezeichnung des Punktes s. Fig. 2	Höhe des Bohrlochs am 4. September 1900	Höhe des Bohrlochs am 4. September 1904	Senkung des Bohrlochs in 4 Jahren	Lotrechte Abtragung der Eisoberfläche in 4 Jahren 1900—1904	Lotrechte Abtragung der Eisoberfläche im Jahre 1895	Lotrechter Anteil der Eis- bewegung in den 4 Jahren 1900—1904	Wagrechter Anteil der Eis- bewegung in den 4 Jahren 1900—1904	Jährliche Geschwindigkeit der Eishbewegung im Jahre 1895
I	2	3	4	5	6	7	8	9
	m	m	m	m	m	m	m	m
Δ II	2834,9	2827,7	7,2	2,6	0,0	—4,6	148,8	44
P ₁₇ VIII	2693,0	2679,8	13,2	13,3	2,6	+ 0,1	89,7	38?
P ₁₄ VIII	2704,5	2684,6	19,9	13,5	2,3	—6,4	154,8	48
P ₄ VIII	2701,2	2681,6	19,6	11,6	2,5	—8,0	152,2	48
P ₁₇ V	2603,0	2592,0	11,0	19,0	3,8	+ 8,0	75,9	25
P ₁₅ V	2613,8	2600,6	13,2	15,0	3,4	+ 1,8	114,2	40
P ₄ V	2611,6	2595,1	16,5	17,2	3,7	+ 0,7	120,4	42
P ₂ V	2603,1	2584,3	18,8	16,9	4,2	—1,9	108,5	37
B ₄₀	2474,4	2452,9	21,5	16,5	4,8	—5,0	85,5	31
B ₆₆ I	2463,1	2442,3	20,8	21,3	5,4	+ 0,5	73,0	28
B ₈₆ II	2461,8	2439,5	22,3	20,1	5,3	—2,2	74,7	27
P ₁₀ I	2445,1	2430,9	14,2	20,2	5,7	+ 6,0	62,5	22
P ₇ I	2438,9	2417,5	21,4	23,6	5,7	+ 2,2	68,0	26
P ₄ I	2439,0	2413,9	25,1	21,8	5,5	—3,3	66,4	25
P ₂ I	2432,0	2417,9	14,1	19,2	6,0	+ 5,1	44,5	18
P ₆ Ia	2426,0	2393,5	32,5	28,6	6,2	—3,9	56,6	20
P ₂ Ia	2410,8	2383,1	27,7	29,6	6,2	+ 1,9	51,0	21

Punkten der Eisoberfläche eingemessen, deren Entfernung annähernd dem Wege entsprach, den das Bohrloch in den vier vorausgegangenen Jahren zurückgelegt hatte. Sie wurden samt ihren Höhen in passendem Maßstab aufgetragen und die genaue Lage des Bohrloches zu Beginn des vierjährigen Zeitraumes dazu. Durch Einschaltung ließ sich dann die zu jener Lage gehörige Höhe am Schluß des vierjährigen Zeitraumes ermitteln und mit der zu Beginn desselben für die gleiche Lage gemessenen Höhe vergleichen. Der Unterschied beider Höhen gab den Schwund des Gletschers in vier Jahren und der Unterschied zwischen dem Instrumentenstand von 1904 und der eingeschalteten Höhe des Eises für die Lage des Bohrloches von 1900 das Gefälle der Eisoberfläche in

Gefälle der Eisoberfläche in Richtung der Bewegung im Jahre 1904		Gefälle der Eisoberfläche für eine Strecke gleich der vierjährigen Eisbewegung	Senkung der Eisoberfläche in den 4 Jahren 1900—1904	Senkung der Eisoberfläche in den 10 Jahren 1894—1904	Neigungswinkel der Stromlinien gegen die Wagrechte	Winkel unter dem die Stromlinien aus der Eisoberfläche austreten	Bezeichnung des Punktes s. Fig. 2
10	11						
		m	m	m			
I : 23,0	2 ⁰ ,5	6,5	0,8	7,6	—1 ⁰ ,8	0 ⁰ ,7	Δ II
I : 9,5	6 ⁰ ,0	8,5	4,7	6,6	+ 0 ⁰ ,1	6 ⁰ ,1	P ₁₇ VIII
I : 10,4	5 ⁰ ,5	16,1	3,8	9,8	—2 ⁰ ,4	3 ⁰ ,1	P ₁₄ VIII
I : 10,9	5 ⁰ ,2	16,6	3,0	8,6	—3 ⁰ ,0	2 ⁰ ,2	P ₄ VIII
I : 18,3	3 ⁰ ,1	4,1	6,9	11,3	+ 6 ⁰ ,0	9 ⁰ ,1	P ₁₇ V
I : 19,0	3 ⁰ ,0	6,0	7,2	13,0	+ 0 ⁰ ,9	3 ⁰ ,9	P ₁₅ V
I : 12,5	4 ⁰ ,6	9,7	6,8	12,2	+ 0 ⁰ ,3	4 ⁰ ,9	P ₄ V
I : 10,8	5 ⁰ ,3	11,7	7,1	14,1	—1 ⁰ ,0	4 ⁰ ,2	P ₂ V
I : 5,6	10 ⁰ ,1	15,2	6,3	17,5	—3 ⁰ ,4	6 ⁰ ,7	B ₄₀
I : 6,1	9 ⁰ ,3	11,9	8,9	18,9	+ 0 ⁰ ,4	9 ⁰ ,7	B ₆₆ I
I : 5,7	9 ⁰ ,9	13,2	9,1	18,4	—1 ⁰ ,7	8 ⁰ ,2	B ₈₆ I
I : 5,8	9 ⁰ ,8	10,8	3,4	19,5	+ 5 ⁰ ,5	15 ⁰ ,3	P ₁₀ I
I : 6,9	8 ⁰ ,2	9,9	11,5	19,4	+ 1 ⁰ ,8	10 ⁰ ,0	P ₇ I
I : 4,4	12 ⁰ ,8	15,1	10,0	22,9	—2 ⁰ ,8	10 ⁰ ,0	P ₄ I
I : 4,6	12 ⁰ ,3	9,6	4,5	20,6	+ 6 ⁰ ,5	18 ⁰ ,4	P ₂ I
I : 3,4	16 ⁰ ,4	16,7	15,8	24,2	—3 ⁰ ,9	12 ⁰ ,5	P ₆ Ia
I : 3,6	15 ⁰ ,5	14,2	13,5	23,3	+ 2 ⁰ ,2	17 ⁰ ,6	P ₂ Ia

der Richtung der Eisbewegung auf eine Strecke gleich dem in 4 Jahren vom Eis zurückgelegten Weg. Das so ermittelte Gefälle ist verschieden von der Böschung der Eisoberfläche, da die Eisbewegung namentlich am Rande nicht immer in der Richtung der Böschung erfolgt.

In der obenstehenden Zahlentafel geben wir eine Zusammenstellung der auf den vierjährigen Zeitraum zurückgeführten Beobachtungen.

Betrag der Abschmelzung. Betrachten wir zunächst die vierte Spalte der Zahlentafel im Zusammenhang mit den beiden ersten, so finden wir eine wohl ausgesprochene *A b n a h m e d e r A b s c h m e l z u n g m i t w a c h s e n d e r H ö h e*, bei der indes einige Ausnahmen zu erörtern sind. Zunächst ist zu bemerken, daß die Abschmelzung

bei Dreikant II in den ersten zwei Jahren nicht gemessen, vielmehr nach dem Umstande, daß Mitte September an der Stelle die Reste eines trigonometrischen Zeichens noch unter Schnee lagen, nahezu gleich Null angesetzt wurde. Auch im dritten Jahre war sie noch unbedeutend (0,3 m) und erst der letzte warme Sommer hat die Firnlinie weit über die Höhe von 2800 hinaufgerückt, so daß eine sehr beträchtliche Abtragung erfolgte. Das Bohrloch P_2 der unteren blauen Linie I lag wiederholt lange unter Lawinenschnee und erlitt infolge dessen geringe Abtragung. Die Bohrlöcher P_{17} der oberen blauen (VIII) und der ziegelroten (V) Linie liegen auf etwas zerklüftetem Gebiet und sind daher stärkerer Abschmelzung ausgesetzt. Dagegen befinden sich die Bohrlöcher P_{14} VIII, P_{15} V, P_{10} I und P_6 Ia auf der Langtaufferer Moräne und es wäre zu erwarten, daß sie der Schutt gegen Abschmelzung schütze. Obwohl ein solcher Schutz durch die nach abwärts immer stärker werdende Erhebung des Moränenkammes über die blanke Eisfläche deutlich angezeigt ist, läßt sich derselbe aus den Abtragungszahlen mit Sicherheit nicht nachweisen. P_6 Ia weist sogar, da es in zerklüftetem Gebiet und tief liegt, eine der größten Abtragungszahlen auf. Vergleicht man die im Zeitraum 1900—1904 ermittelten Abtragungsziffern mit jenen, die in den Jahren 1894—1896 gefunden und in der 5. Spalte aufgeführt sind, so ergibt sich kein genauer Gleichgang; insbesondere ist, wenn man vom Bohrloch B_{40} absieht, die früher gefundene Abminderung der Abtragung vom Rand gegen die Mitte namentlich auf der rechten Seite nicht mehr in gleichem Grade vorhanden, wobei freilich zu berücksichtigen ist, daß die neue Reihe nur wenige in der Gletschermite gelegene Punkte enthält. Um einen naheliegenden Einwurf zu beseitigen, sei ausdrücklich darauf hingewiesen, daß die Zahlen der 5. Spalte für 1894—1896 der früheren Karte der Ablationsbeträge ¹⁾ durch Einschaltung entnommen sind und für die mittleren Lagen der Bohrlöcher im Zeitraum 1900—1904 gelten sollen. Zu den allerauffälligsten Erscheinungen in bezug auf Abtragung gehört der Unterschied der Zahlen für die Punkte B_{40} , B_{66} , B_{86} , P_7 I, P_4 I und P_6 und P_2 Ia, welche in annähernd gleicher Lage auf kaum 500 m Entfernung und etwas über 60 m Höhenunterschied Abschmelzungsunterschiede von 13 m in vier Jahren zeigen.²⁾ Man wird hieraus die Mahnung

¹⁾ Tafel 4, S. 36 der Studien am Hintereisferner.

²⁾ Die geringe Abtragung bei B_{40} war schon früher aufgefallen (Studien am Hintereisferner S. 37); im Zeitraum 1895—1898 war dort die durchschnittliche jährliche Abtragung 3,4 m, während nach den umliegenden Punkten 4,5 m zu erwarten war. 1900—1904 finden wir 4,1 m und an den umliegenden Punkten 5 m.

zu größter Vorsicht gegenüber allen Schlüssen entnehmen, deren Giltigkeit auf der g e n a u e n Kenntnis der Abtragungswerte beruht.

Lotrechter Anteil der Geschwindigkeit. Die meiste Anteilnahme wird man naturgemäß der 7. Spalte entgegenbringen, in welcher die Hebung oder Senkung der Eisbewegung im vierjährigen Zeitraum verzeichnet ist. Die Zahlen dieser Spalte sind die Unterschiede der Abtragung des Eises und der Senkung des Bohrloches. Die Abzählung der Vorzeichen (Hebung +, Senkung —), zeigt, daß beide Arten von Bewegung fast gleich oft vorkommen, und auch ihre Beträge bewegen sich in denselben Grenzen. Das ist umso merkwürdiger, als wir von vornherein überzeugt sind, daß die Gletscherbewegung im Ganzen in der Richtung der Schwere, also abwärts erfolgt, die Senkung demnach die Regel sein muß und Hebung nur ausnahmsweise vorkommen kann. Die Erklärung liegt darin, daß bei den ausgewählten Beobachtungsstellen die Randpunkte überwiegen. Versucht man, wie es auf der Karte (Fig. 2) geschehen ist, die Teile der Gletscheroberfläche, in welchen eine aufwärts gerichtete Eisbewegung erfolgt, gegenüber jenen abzugrenzen, in welchen die Bewegung abwärts gerichtet ist, so findet sich, daß die erstgenannten einen Randstreifen von wechselnder, nach unten wahrscheinlich zunehmender Breite bilden, während die letzteren die breite Mitte der Gletscherfläche einnehmen. Berücksichtigen wir dazu, daß unter dem mittleren Zungengebiet die eigentlich mächtigen Teile der Eisquerschnitte liegen, in denen — dem Gefälle des Bodens entsprechend — naturgemäß die Abwärtsbewegung fast ausschließlich vorkommt, so finden wir, daß die Senkung der Stromlinien tatsächlich die herrschende Bewegungsart ist und Hebung nur in den vergleichsweise seichten Randgebieten und am Zungenende zu Tage tritt. Allerdings ergeben sich zwei Ausnahmen. Einmal weist der Randpunkt P_2V eine wenn schon nicht besonders bedeutende Senkung auf, während sein näher der Mitte gelegener Nachbar P_4V noch ganz schwach steigt, und außerdem fällt P_6Ja ziemlich stark, während man seiner Lage am Rande nach Hebung erwarten würde. Beide Punkte liegen in spaltenreichen Gebieten und es ist namentlich beim letztgenannten mehr als wahrscheinlich, daß Unregelmäßigkeiten der Bewegung im Zusammenhang mit der Spaltenbildung Ursache des abweichenden Verhaltens sind.

Die von uns gefundene Verteilung des lotrechten Anteils der Eisbewegung steht in bester Übereinstimmung mit jener, die Herr E. v. Drygalski am Rande des Inlandeises und am Karajak-Eisstrom

in Westgrönland gefunden hat. Der genannte Forscher erklärt die aufwärts gerichtete Bewegung der Randteile damit, daß Schmelzwasser, welches in den mittleren mächtigen Teilen des Eisstromes durch Druck entsteht, nach dem Rande zu getrieben und dort in die Zwischenräume des Eises gepreßt wird, beim Wiedergefrieren nach Aufhören des Druckes die Randteile aufbläht. Wir können dieser Erklärung schon angesichts der großen Beträge, welche die Schwellung erreicht, nicht folgen. Um auf diesem Wege eine jährliche Hebung von 1 m statt der zu erwarteten Senkung von gleichem Betrage zu erklären, müßte man annehmen, daß unter der betreffenden Stelle in einem Jahr eine Wasserschicht von etwa 20 m Mächtigkeit eingepreßt würde, welche bei der Erstarrung die vorausgesetzte Schwellung von 2 m erzeugen könnte. Nun sind aber, wie wir aus den Ergebnissen der Tiefbohrungen wissen, die in Betracht kommenden Teile des Gletschers vielfach keine 100 m mächtig und müßten demnach alljährlich einen erheblichen Bruchteil ihres Eisinhaltes durch Wachstum von innen heraus erneuern. Dazu stimmt weder die Menge des Wassers, welche in den mittleren Teilen des Gletschers durch Druckschmelzung höchstens erzeugt werden kann, noch die Aufnahmefähigkeit der Randteile für eingepreßtes Schmelzwasser, die nach unten infolge des dichteren Eisgefüges abnimmt, während die Schwellung sich gerade dort größer erweist.

Dagegen steht die Erscheinung eines aufrecht gerichteten Anteils der Gletscherbewegung am Rande der Gletscherzunge mit der geometrischen Theorie der stationären Gletscherbewegung, die wir hier angenähert gelten lassen können, in bestem Einklang. Da am Rande die Bewegung geringer und die Abschmelzung größer wird, als in der Mitte, so muß dort der Winkel, unter dem die Stromlinien austreten, ebenfalls größer sein. Ist aber das Oberflächengefälle der Randteile gering, so bedingt dieser größere Austrittswinkel eine Richtung der Stromlinien nach oben. Auch vom mechanischen Standpunkte aus betrachtet hat die gefundene Erscheinung nichts Verwunderliches. Der Gletscher ist mit einem keilförmig gestalteten weichen Körper zu vergleichen, der infolge seines Gewichtes herabrinnt und an den Rändern durch Reibung zum Teil festgehalten wird. Dort staut sich die bewegte Masse und steigt an der Bergwand in die Höhe, wobei gleichzeitig die Abtragung verhindert, daß die aufsteigende Bewegung durch den Druck der angestauten Massen gehemmt wird. Von diesem Gesichtspunkt aus betrachtet ist die aufwärtsgehende Bewegung am Rande des Eises eine Vorbedingung für eine stärkere unmittelbare Wirkung des Gletschers auf die Seitenwände seines Bettes, insofern sie zeigt, daß von ihnen

aus und nicht bloß vom Grunde her ein hemmender Einfluß auf die Gletscherbewegung ausgeht.

Eine andere merkwürdige Erscheinung wird durch die randliche Aufwärtsbewegung in ein neues Licht gerückt. Wenn unsere mechanische Beweisführung stichhaltig ist, so muß sich diese Eigentümlichkeit der Bewegung an vorschreitenden Gletschern in verstärktem Maße zeigen. In der Tat finden wir bei solchen vielfach stark überhöhte Ränder, die gegen den Kamm der Ufermoränen zu ansteigen. Wenn auch die Schuttbedeckung der Seitenmoränen durch ihren Schutz gegen die Abschmelzung zur Ausbildung dieser Erscheinung mit beiträgt, so wird man doch auch die verstärkte Aufwärtsbewegung des Eises beim Vorrücken als Grund hierfür gelten lassen müssen. Die genannte Erscheinung war beim Vorschreiten des Diemferners¹⁾ im Ötztal und des Ortlerzuflusses am Suldenferner sehr deutlich zu sehen. Hiermit steht im engen Zusammenhang, was A. Heim²⁾ beim Zusammenfließen zweier Gletscher wiederholt beobachtet und der eine von uns am Unteraargletscher bestätigt gefunden hat. Es bildet sich an der Zusammenflußstelle ein Eiswall, der zunächst von dem Schutt der Mittelmoräne nur gekrönt wird, während seine Flanken ungeschützt sind. Diese Form läßt sich nur durch einen aufwärts gerichteten Anteil der Gletscherbewegung, welcher von den Randteilen der Zuflüsse her stammt, erklären. Endlich sei noch auf eine ähnliche Erscheinung bei den Flüssen hingewiesen, die obwohl im ganzen abwärts fließend einzelne Teile ihres Wasserinhaltes vorübergehend aufwärts bewegen. Abgesehen von den Wellen und Wirbeln, bei welchen solche Bewegungen offen zu Tage treten, finden sie auch am Grunde statt, wo das Wasser häufig aus einem tiefen Kolk über eine höher gelegene Schwelle zu einem zweiten Kolk fließt und in der ersten Hälfte seiner Bahn sich dabei notwendig aufwärts bewegt.

Wagerechter Anteil der Geschwindigkeit. Die nächste 8. Spalte der Zahlentafel bezieht sich auf den wagerechten Anteil der Eisbewegung in den vier Jahren 1900—1904. Die allgemeinen Züge der Verteilung desselben über die Gletscherfläche (Abnahme nach den Rändern zu und gegen das Ende hin) sind wohlbekannt und finden sich in diesen Zahlen wieder. Lehrreich ist ein Vergleich mit der folgenden 9. Spalte, die der Karte der Verteilung der Gletscherbewegung am Hintereisferner

¹⁾ S. Finsterwalder, Der Diemferner. Mitteilungen des D. u. Ö. Alpenvereins 1902, S. 244.

²⁾ Handbuch der Gletscherkunde, Stuttgart 1885, S. 189.

in dem Zeitraum 1894—96¹⁾ durch Einschaltung entnommen ist. Es wurden die mittleren Lagen der Bohrlöcher innerhalb des Zeitraumes 1900—1904 in die Karte eingetragen und die zugehörigen Geschwindigkeiten für den Zeitraum 1894—96 aus den Linien gleicher Geschwindigkeit entnommen. Auch diese Zahlen gehen mit den neu beobachteten nicht mehr genau parallel. Für die unteren Bohrlöcher bis zur ziegelroten Linie V einschließlich besteht ein ziemlich gleichbleibendes Verhältnis der Geschwindigkeit; es sind nämlich für diese die Geschwindigkeiten im späteren Zeitraum durchschnittlich 69 % von jener im früheren. Für die Punkte der Linie VIII (ausgenommen den Randpunkt P₁₇) und den Dreikant II ist jenes Verhältnis 81,5 %; beim Punkt 17 beträgt es ausnahmsweise 59 %, was aber darauf zurückzuführen ist, daß an dieser Stelle die Geschwindigkeit früher nicht gemessen, sondern nur annähernd geschätzt wurde. Es stellt sich also heraus, daß die unteren Teile des Gletschers erheblich mehr an Geschwindigkeit eingebüßt haben als die oberen.

Senkung der Eisoberfläche. Die folgenden Spalten 10, 11 und 12 der Zahlentafel bringen Formen des Gletschers zum Ausdruck, welche einer näheren Erläuterung nicht bedürfen. Dagegen bieten die Spalten 13 und 14 Anlaß zu weiteren Bemerkungen. Sie zeigen, daß der Hintereiserner an allen untersuchten Stellen im Rückgang begriffen ist, indem die Senkung jedes Bohrloches größer war als das Gefäll der Gletscheroberfläche auf eine Strecke gleich dem wagerechten Anteil der Gletscherbewegung. Überall ist demnach eine Senkung der Oberfläche eingetreten, die nach unten zu immer mehr (bis 15,8 m in 4 Jahren) anwächst. Bemerkenswert gering ist die Senkung an den tiefegelegenen Punkten P_{10I} und P_{2I} mit 3,4 m und 4,5 m in vier Jahren, während sie in der Nachbarschaft mehr als das Doppelte beträgt. Ein bestimmter Grund für P_{10I}, dessen Bewegung auch sonst mancherlei Unregelmäßigkeit zeigt, ist nicht anzugeben; für P_{2I} ist die Verminderung der Abtragung durch Lawinenschneebedeckung mit schuld. Die Senkung der Oberfläche beschränkt sich indessen nicht auf den vierjährigen Zeitraum 1900—04. Sie war schon zu Beginn der Vermessung vorhanden, wie aus dem Vergleich der Höhen der Karte von 1894 mit jenen von 1904 — beide für die gleichen Lagen der Punkte der Eisoberfläche ermittelt — hervorgeht. Nur hat sich die Senkung in den letzten vier Jahren wesentlich stärker fühlbar gemacht. Die Summe der Senkungen an sämtlichen 17 Stellen in

1) Studien am Hintereiserner, Tafel V.

4 Jahren beträgt 123,4 m, die Summe der Senkungen in 10 Jahren 256,9 m. Es trifft also im sechsjährigen Zeitraum 1894—1900 $256,9 - 123,4 = 133,5$ m oder 22,25 m auf das Jahr, im vierjährigen Zeitraum 1900—1904 123,4 oder 30,85 m auf das Jahr; daher ist die jährliche Senkung der Eisoberfläche im späteren Zeitraum durchschnittlich um 39 % größer als im früheren. Im einzelnen ist das Verhältnis sehr schwankend und es läßt sich kein ausgesprochener Gegensatz zwischen den höher und tiefer gelegenen Teilen der Gletscherfläche erkennen. Nach den Erfahrungen beim Bohrloch B₄₀ und den früheren Ergebnissen der Messungen am Hintereisferner¹⁾ ist in den ersten Jahren nach 1894 das Einsinken der Oberfläche noch merklich geringer gewesen als im Durchschnitt des Zeitraumes 1894—96.

Winkel der Stromlinien mit der Wagrechten und der Eisoberfläche.

Aus dem lotrechten und dem wagrechten Anteil der Gletscherbewegung (Spalte 7 und 8) läßt sich leicht der Neigungswinkel der Stromlinien ermitteln. Die Werte desselben sind in Spalte 15 eingetragen. Den aufwärts gerichteten Stromlinien entsprechen positive, den abwärts gerichteten negative Zeichen. Man sieht alsbald, daß die ersteren der Größe nach überwiegen, was nicht Wunder nehmen darf, da für ihre Berechnung die wagrechten Anteile der geringen Randgeschwindigkeiten maßgebend sind. Werden nun die Zahlen für die Neigungswinkel der Stromlinien mit jenen für das Oberflächengefälle in der Bewegungsrichtung, wie sie in Spalte 11 zusammengestellt sind, in geeigneter Weise verbunden, so erhält man die in Spalte 16 eingetragenen Winkel, unter welchen die Stromlinien gegen die Gletscheroberfläche austreten. Zwar sind diese Winkel in der jeweiligen Lotebene durch die Bewegungsrichtung gelegen und nicht ganz übereinstimmend mit jenen, die in der geometrischen Theorie der Gletscherbewegung als Austrittswinkel der Stromlinien vorkommen, weil ja die Richtung der Böschung der Oberfläche mit jener der Bewegung nicht immer übereinstimmt. Die Verbesserung, welche noch anzubringen wäre, ist indessen in sämtlichen hier auftretenden Fällen so unbedeutend (kaum mehr als 0°,1) daß sie im Vergleich zu den unvermeidlichen Fehlern der Beobachtung verschwindet. Die Spalte 16 zeigt recht eindringlich die Zunahme des Austrittswinkels der Stromlinien aus der Gletscheroberfläche in dem Maße, wie man sich von der Gegend der Firnlinie bei Dreikant II (0°,7) dem Ende nähert (über 15°). Auch die Zunahme jenes Winkels an den Randteilen ist nicht

¹⁾ Studien am Hintereisferner Tafel IV.

zu verkennen und insbesondere am linken Rande stark ausgesprochen ($6^0,1$ und $9^0,1$ bei den P_{17} der oberen Linien des Langtaufferer Zuflusses gegenüber 3^0 bis 4^0 in der Mitte der Zunge).

Schlußbemerkungen. Die Folgerungen, welche wir in den vorstehenden Abschnitten aus unserem Beobachtungsmaterial gezogen haben, gelten naturgemäß zunächst nur für den Hintereisferner und den vierjährigen Zeitraum der Untersuchung. Die Verallgemeinerung auf längere Zeiträume und andere Gletscher kann nur mit einer gewissen Vorsicht geschehen, die uns die zwanzigjährige Beschäftigung mit verschiedenen Gletschern oft genug nahe gelegt hat. Wie wir bei der Untersuchung der jahreszeitlichen Schwankungen der Gletschergeschwindigkeit hervorgehoben haben, wechseln in der Bewegung des Eises Zeiträume gesteigerter Tätigkeit mit solchen von Erschlaffung ab und wir sind weit entfernt einen Einblick in das Wechselspiel dieser Erscheinung zu haben. Die Veränderlichkeit der Eisbewegung trübt die Erkenntnis des lotrechten Anteils der Geschwindigkeit noch mehr als jene des wagerechten. Nicht selten wird hierbei der Sinn der Geschwindigkeit umgekehrt und es geht Steigen in Fallen über, wie wir es namentlich an den Randteilen vielfach beobachten konnten. Es ist also sehr wohl denkbar, daß die vierjährigen Durchschnittswerte, auf welche wir im Vorstehenden die Schlüsse aufgebaut haben, noch durch Zufälligkeiten entstellt sind. Wir müssen daher die mühsamen Arbeiten noch weiter fortsetzen, ehe wir mit Gewißheit das Gesetzmäßige in der Erscheinungen Flucht erkannt haben. Vorderhand können wir nur als wahrscheinliches Hauptergebnis unserer Studien über den lotrechten Anteil der Gletscherbewegung hinstellen, daß er dort, wo der wagerechte Anteil eine starke Verminderung erfährt, wie am Rande und am Ende der Zunge nach oben gerichtet ist.

* *

Ehe wir diese Arbeit abschließen, erinnern wir uns mit geziemendem Danke der langjährigen Unterstützung, die ihr vom Zentralausschuß des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins aus den reichen Mitteln dieses großen und um die Erschließung der Ostalpen hochverdienten Vereins zu teil wurde.

Late Quaternary Formations of Scotland.

By James Geikie, LL.D. D.C.L., F.R.S.

For many years I have held the view, that the formations, which in the British Islands are usually classed as „Postglacial“, afford striking evidence of climatic oscillations. In the last edition of my *Great Ice Age* I summarised that evidence and showed, that the formations in question could not be separated from the glacial series. They represent, in short, the closing stages of the Glacial Period — the „ringing-out“, as it were, of that great cycle of alternating cold and genial conditions. Continued research in my own country and an attentive study of the results obtained by observers on the Continent have served to confirm me in the belief, that the conclusions referred to are well founded.

From the fortunate circumstance that the younger moraines in Scotland are in many places associated with raised beaches, while these last, in like manner, frequently rest upon and are covered by peat with buried trees, we can be in no doubt as to the mutual relations of these so-called „Postglacial“ accumulations.

There are at least three well-marked raised beaches visible at many places upon the Scottish coastlands. Of these the oldest occurs at a height of 100—135 feet above the present sea-level. This beach belongs to that stage of the Glacial Period which I have termed the epoch of „District Ice-sheets and large Valley-glaciers.“ During that epoch the Scottish Highlands were mostly covered with ice-sheets, from which great glaciers descended to the sea-lochs or fiords of the west coast. In the upper reaches of such fiords, therefore, no trace of the 100 ft. beach appears. At their lower ends, however, and on the open coast between adjacent sea-lochs, it is frequently conspicuous. On the east coast of Central Scotland, where the glaciers did not reach the sea, the raised beach in question is well developed, more especially along the borders of the great firths of Forth and Tay. Further north, owing to the nearer approach of the mountains to the coast, the glaciers came down to the sea just as they did in the West Highlands. Contemporaneously, in the Southern Uplands very considerable glaciers also existed. In certain places these escaped from their mountain-valleys, deploying upon the low grounds, where they ploughed into the „upper boulder-clay“, and dumped their terminal moraines upon it. The abundant presence of ice-floated erratics in the deposits of

the 100 ft. beach, the frequently disturbed bedding, and the occurrence of Arctic shells, &c., leave us in no doubt that this beach belongs to the true glacial series. In the great valleys of the Forth and Tay it forms extensive terraces which, as they are followed towards the mountains, gradually rise to higher and higher levels, and merge into fluvio-glacial gravels, with which eventually large terminal moraines are associated.

The next succeeding raised beach is met with at a height of 45—50 feet above the present sea-level. Like its predecessor, this beach attains its best development in our great estuarine valleys, and in what were formerly sheltered bays upon the open coast. It appears as well-marked terraces of gravel, sand, clay, and silt, but on the open coast is not infrequently represented by ledges or benches cut in the solid rock. Most of the shells, &c., which it contains are forms that still flourish round our shores. Obviously a considerable interval of time separated the formation of these two raised beaches. There is evidence to show that long before the 45—50 ft. beach began to be formed, the deposits of the 100 ft. beach had suffered extensive erosion. Moreover, it is clear that this erosion was effected not by the sea but by rivers, when the land stood at a relatively higher level than it does to-day. In the valleys of the Tay and the Earn, for example, the much denuded deposits of the 100 ft. beach are directly overlaid by river gravel, sand, and silt, and these last by a wide-spread sheet of peat, which in its turn is immediately covered by the deposits of the 45—50 ft. raised beach. The peat in question is largely composed of fragments of wood, much compressed — among the species being oak, alder, hazel, birch, &c. That it really marks an old land-surface is proved by the fact that the underlying river-deposits are abundantly penetrated by rootlets.

The deposits of the 45—50 ft. beach overlying this old land-surface are crowded, especially towards the base, with leaves, branches, and twigs of the trees just mentioned. When these deposits are followed up the valley, they gradually become more and more arenaceous, until eventually they merge into river-alluvia — the materials of which become ever coarser as they approach the mouths of the mountain-valleys. It is worthy of note that the 45—50 ft. beach occasionally fails to appear at the heads of some of the fiords of the West Highlands. Probably this may have been due to the presence in those places of valley-glaciers, during the depression of the land — an inference strengthened by the fact that at the head of Loch Torridon, where the beach in question does appear, it is overlaid directly

by well-formed terminal moraines. The evidence, in short, leads to the conclusion that the phenomena characteristic of the 100 ft. beach were repeated on a smaller scale in the case of the 45—50 ft. beach.

The latest conspicuous raised beach is that which occurs at an average level of 25—30 ft. above the sea. The only shells it has yielded are all still native to our shores. Nowhere do the deposits of this beach merge inland into fluvio-glacial gravels, nor is the beach anywhere associated with moraines. Peat overlying the stools of large trees, rooted in an underlying soil, occurs frequently upon the sea-coast, at and below present high-water mark, but the precise relation of this peat to the 25—30 ft. beach is nowhere clearly displayed. In some places it certainly underlies the beach in question, but it is open to doubt whether the peat in some cases is not on the same horizon as the old land-surface which, as we have seen, is directly overlaid by the deposits of the 45—50 ft. beach. Be that as it may, drifted stools and trunks of pine and other trees of large size are frequently found imbedded in the deposits of the 25—30 ft. beach.

The evidence thus very imperfectly recapitulated suggests the following series of stages, viz:

1. *Stage of District Ice-sheets and large Valley-glaciers*: Submergence of Scotland for 100—135 ft. below present sea-level. Climate Arctic.
2. *Stage of Lower Forest-bed*: Re-emergence of land; the Scottish area of greater extent than now. Climate genial and relatively dry.
3. *Stage of Lower Peat and 45—50 ft. Beach*: Submergence of land, with relapse to wet and cold conditions. Glaciers of Highlands here and there reach the sea.
4. *Stage of Upper Forest-bed*: Re-emergence of land: the Scottish area of somewhat greater extent than now. Climate genial and relatively dry.
5. *Stage of Upper Peat and 25—30 ft. Beach*: Submergence of land, with relapse to wet and somewhat colder conditions. Cirque-glaciers appear only in highest mountain-groups.
6. *Present stage*: Retreat of sea to existing level. Climate drier — gradual desiccation and denudation of peat throughout Scotland.

The peat and buried trees associated with our two later raised beaches I have always correlated with the peat and buried trees of our inland tracts. So far back as 1866 I had endeavoured to show that the very general occurrence in these inland peat-mosses of at least two „forest-beds“ was indicative of climatic changes — the

latter being the products of relatively dry or continental conditions, while the intervening and overlying sheets of peat must have been formed under colder and more humid conditions. I further pointed out that all our peat-mosses are more or less rapidly decaying, and being denuded by rain and wind — that although here and there, in favourable circumstances, peat was still forming, yet that this was exceptional, the rate of growth being generally much exceeded by the rate of decay and removal. From this striking phenomenon it is apparent that the climate of Scotland has become drier since the formation of the peat that overlies the „Upper Forest-bed“.

The earlier writers on the origin of the Scottish peat with its buried trees, did not recognise the influence of climatic changes in the destruction of the old forests, and their subsequent entombment in peat. The overthrow of the forests (chiefly, as was supposed, by man's hand, but to some extent by natural causes, such as wind) was in their opinion the cause that brought about the formation of the peat-bogs. Wholesale destruction of the forests had obstructed the natural drainage of the land, and produced marshy conditions favourable to the growth of *Sphagnum* and its allies. Further, it was suggested that probably in some cases the drainage may have been interrupted by the heaping up of banks of sand, clay, &c., across valleys, whereby the forests over wide areas may have been destroyed by stagnant water, and eventually replaced by bogs. That none of these explanations can be admitted as holding generally true for all our peat-bogs is shown by the simple fact that the „buried forests“ are not confined to the peat of low-lying and gently undulating ground, where the drainage might well have been interfered with by one or other of the causes suggested. On the contrary, they occur just as constantly in the peat which extends over mountain-slopes and hill-tops, where, owing to the nature of the ground, interruptions of drainage could not possibly take place. Moreover, the very general occurrence, throughout the peat of low grounds and high grounds alike, of at least two buried forests, obviously points to the operation of some widely-acting recurrent cause.

Recent researches by Mr. Francis J. Lewis (University of Liverpool), have added greatly to our knowledge of the Scottish peat-bogs — the results he has obtained being strongly confirmatory of the views I ventured to set forth forty years ago. His work is not yet completed, but he has already carefully examined the peat-mosses of the Southern Uplands, and carried on similar researches throughout large areas in the Northern Highlands, and the data gathered have

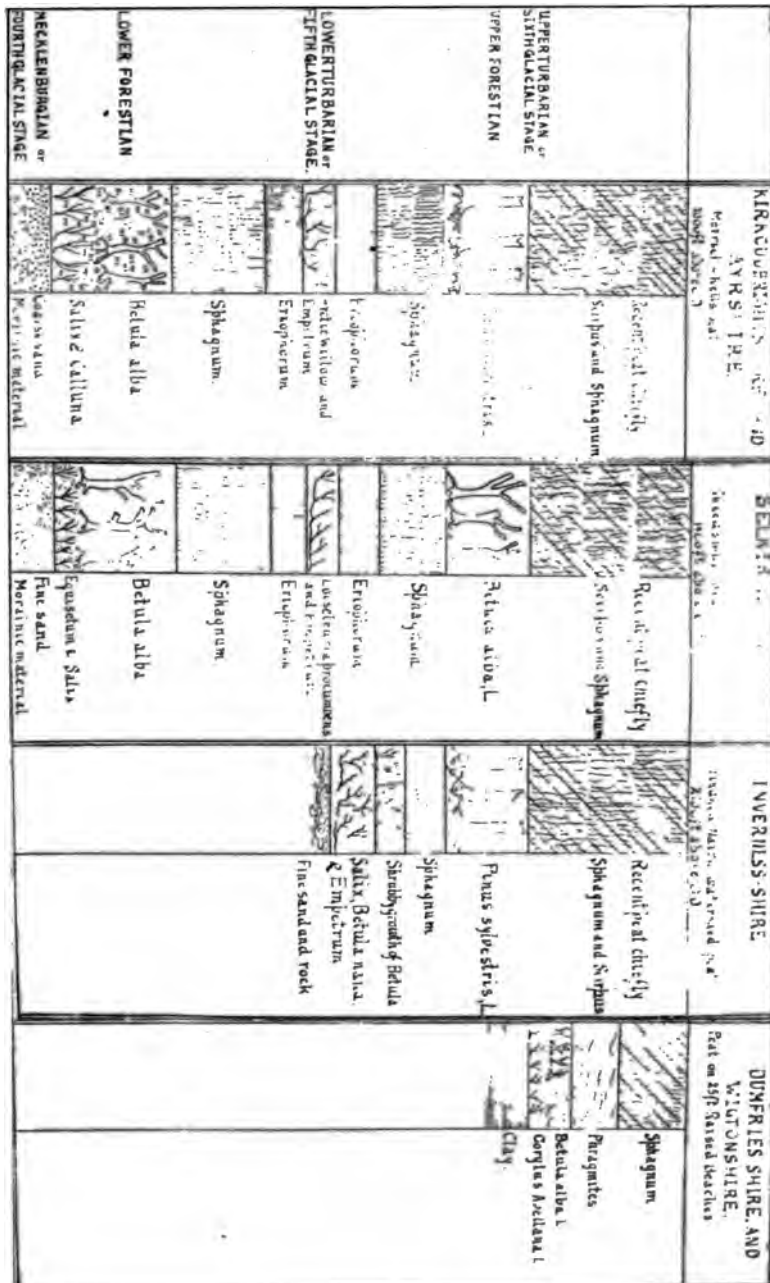


Diagram illustrating the succession of plant remains in the Scottish Peat, by F. J. Lewis.

sufficed to convince him that a definite succession of plants, or plant-associations, everywhere characterises the Scottish peat.

The „Southern Uplands“ is the general term applied to that belt of hilly and mountainous country that extends from the coasts of South Ayrshire and Wigtonshire to the high grounds that terminate on the east coast between the valleys of the Tweed and the Tyne. Throughout this wide tract peat-mosses are of common occurrence — large areas of the higher grounds being of a dominantly moorland character. Nowhere are the peat-mosses better developed than in the mountainous district of Merrick, in Galloway, and in the lofty region in which the river Tweed takes its rise. To the study of these two typical areas Mr. Lewis has devoted special attention, and the results of his observations have already been published.¹⁾ In both the Merrick and the Tweedsmuir districts, the relation of the peat-mosses to the glacial and fluvioglacial accumulations is quite obvious. Everywhere they overlies the moraines and moranic detritus belonging to the „Stage of District Ice-sheets and large Valley-Glaciers.“ Mr. Lewis has been good enough to furnish me with an outline or summary of his work in the Southern Uplands and the Northern Highlands, from which the following descriptions are taken.²⁾

„The first vegetation met with at the base of the peat in the districts of Merrick and Tweedsmuir consists of a solid layer of the remains of *Betula alba*, mixed with such plants as *Calluna vulgaris* L., and *Salix repens* L. It is hardly possible that these forms represent the primitive vegetation, which covered the region after the retreat of the local ice-sheets and glaciers. It is more likely that the first comers were Arctic plants. The preservation of a primitive Arctic vegetation would entirely depend, however, upon local and climatic conditions being favourable for its preservation in the form of a thin layer of peat. Many sections in the Merrick district did indeed disclose a thin layer of peat underlying the zone of *Betula alba*. Unfortunately, no identifiable plant-remains could be distinguished in this lower peaty layer, but it may be that it represents the primitive vegetation of the district.

After the birch forest had flourished for a considerable period, it died out — the immediately overlying peat being composed entirely of remains of Sphagnum, and thus indicating a considerable increase of

¹⁾ The Plant Remains in the Scottish Peat Mosses. Part I: The Scottish Southern Uplands. *Trans. Royal Soc., Edin.* Vol. XLI. (1905) p. 699.

²⁾ The general sketch referred to above will shortly appear as an article in the *Scottish Geographical Magazine*.

precipitation. This succession is constantly present at the bottoms of valleys, upon steep hill-sides, and flat hill-tops. It is not only persistent throughout the Merrick district, but is equally well-marked in the Tweedsmuir district, some sixty miles away. These Sphagnum-beds thus represent a change from birch-forest conditions to wet moorland.

As successive layers of the peat are followed upward, the Sphagnum gradually gives place to *Eriophorum vaginatum* L., with traces of Scirpus. So far the succession of vegetation in the peat-mosses of Merrick and Tweedsmuir agrees exactly. After some 6 to 8 inches of Eriophorum peat had been accumulated, a decided change in conditions supervened. In the Merrick peat the Eriophorum becomes replaced by a dense layer of the stems of *Empetrum nigrum* L., *Salix herbacea* L., and *S. reticulata* L. In the Tweedsmuir peat the Eriophorum merges upwards into peat formed from *Empetrum nigrum* L., and *Loiseleuria procumbens* Desv. Now, *Salix herbacea* L., *S. reticulata* L., and *Loiseleuria procumbens* Desv. are typical Arctic plants, and their presence at a certain level throughout the peat in Galloway and Tweedsmuir points unmistakeably to a decided decrease in temperature. They indicate a time when the valleys in the south of Scotland had a climate at least as rigorous as that at present obtaining on the summits of the highest Scottish mountains. With such conditions characterising the low grounds in the south, one can hardly doubt that local glaciers would exist amongst the elevated tracts in the North and West Highlands.¹⁾

It is hardly necessary to point out how fully the results obtained by Mr. Lewis tally with my own geological observations. Obviously the *Betula alba* zone represents the „Stage of Lower Forest-bed“ or „Lower Forestian“. The peat overlying the *Betula alba* zone represents the „Stage of Lower Peat and 45—50 ft. Beach“ or „Lower Turbarian“. At that epoch, it will be remembered, large Highland glaciers here and there reached the sea. Mr. Lewis' interesting discovery of an Arctic flora intercalated in the Lower Turbarian is thus quite in keeping with, and confirmatory of, the geological evidence.

„The gradual dying away of this cold period, and the incoming of a forest vegetation, are faithfully reproduced in the peat. The *Empetrum*, Arctic willows, and creeping azalea give place above to beds of Eriophorum, succeeded by Sphagnum, both in Merrick and Tweedsmuir.

¹⁾ It may be noted here that the peat-mosses of the Southern Uplands described by Mr. Lewis occur at various levels: 160—180 feet in Wigtonshire, 900—1000 feet in the Merrick district, 1200—2000 feet in Tweedsmuir, and 1800—2000 feet in the Moorfoot Hills.

Later the wet moorland conditions represented by this moss yield to pine forest in the Merrick Valleys, and to *Betula alba* in Tweedsmuir. This upper forest zone has been traced in many districts in southern Scotland, and in the Highlands. In most districts *Pinus silvestris* was the dominant tree, particularly in the Highlands. Amongst other districts where the upper pine zone was observed, were parts of Caithness, Sutherland, Easter and Wester Ross, over many of the watersheds in Inverness-shire, and on the Moor of Rannoch. In Tweedsmuir and in other parts of the Southern Uplands the ground at this time was covered with birch. *Calluna* occurs in considerable quantity both amongst the pine and the birch. The forest period at length came to an end, and was succeeded by wet conditions, for the peat immediately overlying the forest zone is formed from *Scirpus*, *Sphagnum*, and *Eriophorum*.“

This upper forest zone corresponds, of course, to the „Stage of Upper Forest-bed“ or „Upper Forestian“, and the succeeding peat to the „Stage of Upper Peat and 25—30 ft. Beach“, or „Upper Turbarian.“ I have elsewhere shown that the small local moraines occurring in corries or cirques in the Highland mountains, at a height of about 3500 ft., belong in all probability to this stage, — our „last glacial epoch.“ I need not repeat the reasons I have given elsewhere¹⁾ for including the Lower and the Upper Turbarian Stages in the glacial series. The valley-glaciers of Lower Turbarian times attained a considerable size, although they were much less important than those of the preceding glacial phase. The presence of the Arctic plants in the Lower Peat are additional and convincing proof that the climate of the stage in question was not only humid, but for a time very cold. From the small size attained by the glaciers of the Upper Turbarian stage, and the elevations at which they occur, I naturally inferred that the climate of Scotland at that epoch could not have been so cold as that of the Lower Turbarian stage. It need not, indeed, have been very much colder than the present, for only a slight lowering of the temperature, with perhaps increased precipitation, would cover our highest mountains with perennial snow-caps, and reproduce their corrie glaciers. I was prepared, therefore, to learn from Mr. Lewis that he could find no trace of an Arctic flora in the peat overlying the Upper Forest-bed, either in the Southern Uplands or the Highlands. He remarks that there is „no evidence of this later change to cold conditions in

¹⁾ *The Great Ice Age*, 3rd Ed. p. 613.

the Southern Upland peat, and indeed its occurrence has not so far been found to have influenced the contemporary vegetation in the Highlands. The peat which lies in corries at about 3000 to 4000 ft. has yet to be examined, and it is possible that Arctic plants, representing the dying away of this latest phase of the glacial period, may be found in such positions." The constant presence of the Upper Peat itself, however, is sufficient to show that wetter conditions supervened after the Upper Forest ceased to flourish; and these more humid conditions were, in all probability, contemporaneous with the formation of the 25—30 ft. beach.

I shall now cite what Mr. Lewis says as to the plant remains in the peat covering our youngest raised beach. „The first vegetation met with at the base of the peat overlying the raised beach consists of *Corylus Avellana* L., *Betula alba*, and *Alnus glutinosa* Gaertn., which later give place to a great growth of *Phragmites* on some of the beaches, and mosses (such as *Hypnum* and *Polytrichum*) on others. Whilst this vegetation flourished on the raised beaches, the interior and higher-lying parts of the country remained covered with the *Scirpus*-, *Sphagnum*-, *Calluna*-, and *Eriophorum*-association which occurs above the upper pine and birch zone. On the raised beaches the *Phragmites*- and moss-vegetation gradually passed away, and was succeeded by a type of vegetation essentially similar to that found inland. There is no sign of any change in conditions later than this; for the peat above the pine zone in the inland districts, and that which covers the *Phragmites* zone on the raised beaches, are alike wholly formed from plants indicative of wet moorland conditions. As the upper layers of peat are reached within a foot or so of the surface, the remains of the present vegetation begin to make their appearance.“

Mr. Lewis further draws attention to the abundant occurrence of drifted stools of pine embedded at the base of the 25 ft. beach. „These drifted pine roots have been noticed in great numbers at the base of the Moss of Cree, and in many places they lie embedded in the mud of the raised beach. It is extremely probable that these trees belong to the pine zone of the inland districts. Cold conditions obtained during the last period of submergence (25—30 ft. beach) and forest clearance went on to a great extent over the Southern Uplands. It was at that time that the trees in question were drifted down, and became buried in the mud of the gradually emerging beach.“

Finally, Mr. Lewis finds everywhere throughout the country evidence to show that existing conditions do not favour the general growth

of peat. The peat of hill-top, hillside, and upland valley, almost without exception, is in a state of rapid denudation. He further remarks that „the vegetation at present covering the peat areas is nearly always of a drier type than that found at slightly greater depths in the peat — a fact not without its bearing upon the present denuded state of the mosses.“

In comparing the peat-mosses of the Southern Uplands with those examined by him in the Highlands, Mr. Lewis finds that the latter began their history at a later stage than the former. In the Highlands none of the beds below the Arctic plant zone of the Southern Uplands are present. The recurrence of cold conditions represented by that zone in the South, produced glaciation in the North, which swept away all peat beds representing the Lower Forestian stage so conspicuous in the Southern Uplands. As the „District Ice-sheets and large Valley-glaciers“ of the Highlands began to pass away, a Tundra-like vegetation spread over the ground. This is represented at the base of the peat in Caithness, Easter Ross, and Inverness-shire, by thick beds of *Salix Myrsiniles* L., *S. Arbuscula* L., *Potentilla Comarum* Nestl., *Betula nana* L., and *Empetrum nigrum* L. The general character of this peat, according to Mr. Lewis, is not unlike that which occurs above the basal birch of the Merrick district, while the overlying strata show the same sequence, both in the South and in the Highlands. He can hardly doubt, therefore, that they are contemporaneous. A gradual amelioration of conditions is indicated in the Highland peat by beds of *Sphagnum*, *Betula alba*, and *Eriophorum*, succeeding the Tundra vegetation, while a succeeding temperate forest period is evidenced by the widespread growth of *Pinus sylvestris* of very large size at elevations of 2000 to 3000 ft. Thereafter followed a relapse to wet moorland conditions.

There are many other points of interest brought forward by Mr. Lewis, but those of his results which I have cited may suffice to show what an important addition he has made to our knowledge of the closing stages in the geological history of Scotland.

Le glacier des Evettes en Maurienne (Savoie). Etude glaciologique et morphologique.

Par Mr. **Paul Girardin**, Professeur agrégé à l'Université de Fribourg (Suisse),
membre de la Commission française des glaciers.

Avec une carte au 1:5 000^e (Planche I).

Le glacier des Evettes a été mis en observation par le prince Roland Bonaparte en 1893. Nous avons repris et continué ces observations en 1902, 1903, 1904, 1905.¹⁾ C'est le plus beau glacier de la Maurienne par son développement, le cirque de neige où il s'alimente et le vaste champ horizontal où s'étale son extrémité. Dominé par des sommets de 3700 mètres environ (Grande Ciamarella 3698 m, Albaron, 3662 m) il doit à ce cirque de croupes neigeuses une alimentation abondante qui le rend moins sensible que certains glaciers voisins, celui des Sources de l'Arc par exemple, aux variations annuelles de l'enneigement. Nous verrons qu'il appartient à la catégorie des glaciers *peu sensibles* de Mr. F. A. Forel. Son front s'étale librement sur une vaste surface parfaitement nivelée, à la différence des glaciers suspendus ses voisins qui, se terminant à pic sur des pentes raides, envoient rouler pêle mêle, blocs de glace et blocs de rocher dans le fond d'un vallon. C'est sur un bassin remblayé par ses alluvions et recouvert d'erratique que s'opère le va-et-vient du front, de sorte qu'on peut suivre sur le sol même et année par année, la marche actuelle de ses variations, et reconstituer d'après la série de moraines échelonnées en avant du front les phases de son recul à une époque antérieure.

Cette haute vallée de la Maurienne, cédée par l'Italie à la France en 1860, était restée longtemps terra incognita. Sur la foi de la Carte sarde, on y plaçait, entre les sources de l'Arc et de l'Isère, un prétendu „Mont Iseran“, haut de 4000 mètres qui n'existe qu'à l'état de passage et qui avait trompé E l i s é R e c l u s lui-même. La Carte de l'Etat

¹⁾ *Commission française des Glaciers. Observations glaciaires en Haute Maurienne, dans les Grandes Rousses et l'Oisans, pendant l'été de 1902, par PAUL GIRARDIN. I^{er}. Rapport (Annuaire Club Alpin français, XXIX, 1902, p. 347—398). II^{me}. Rapport (ibid. XXX, 1903, p. 511—536). Explorations glaciaires . . . pendant l'été 1904 (La Géographie, 1905, p. 439—441).* Nous adressons ici nos remerciements à nos deux collaborateurs si dévoués de nos deux campagnes 1904 et 1905, MMrs. CESARE CALCIATI et MATHIAS DE KONCZA, étudiants de l'Institut géographique de Fribourg, dont l'aide nous a permis de mettre en observation 18 glaciers dans la Maurienne, la Tarentaise et la Vanoise. Nous devons exprimer ici tout ce que nous devons à MMrs. le prince ROLAND BONAPARTE, CHARLES RABOT et HENRI VALLOT et c'est une faible expression de notre reconnaissance que de mettre ce résumé de nos travaux sous leur patronage.

Major français, levée en 1864 mais publiée seulement en 1873, dissipa cette légende, auquel le général Borson en 1874¹⁾ et plus récemment Mr. W. A. B. Coolidge ont porté les derniers coups. Mais dans la nomenclature des sommets, dans leur altitude même, dans la position respective des glaciers, de graves erreurs subsistaient que toute une génération d'alpinistes s'employa à corriger. Mr. Charles Rabot montra que l'on avait interverti les noms d'Albaron et de Chalanson, et publia un croquis rectificatif de la vallée d'Averola; Mr. H. Ferrand signala la faute commise sur l'altitude de la Cime d'Oin (3514 m), un signal trigonométrique pourtant, faute qui se trouve bien sur les Minutes de la Carte de l'Etat Major — nous l'avons vérifié personnellement — et qui reste inexplicable. A l'heure actuelle les brigades topographiques ont refait à 1 : 20 000 le levé de cette région frontière, à titre „d'extension des plans directeurs“, et ces documents sont parmi les beaux spécimens de levé en haute montagne que nous connaissons. Le Cadastre a été dressé en 1893: il a une planimétrie irréprochable, mais ne donne que la planimétrie.

Retrait du glacier d'après la position de ses moraines frontales.

Nous disposons pour évaluer tant le retrait en longueur que les surfaces perdues de deux moyens: 1. les repères du prince Roland Bonaparte, datant de 1893, qui nous fournissent déjà un decennium, et nos propres repères, datant de 1902; 2. des moraines terminales et stadières abandonnées par le glacier en retrait en avant de son front. On en compte trois continues et intactes, et on reconnaît les vestiges d'une quatrième. Si l'on pouvait dater avec certitude chacune de ces moraines, par comparaison par exemple avec le glacier du Rhône ou avec les glaciers autrichiens étudiés par Mrs. Blümcke et Hess et M. Finsterwalder, où l'on sait la date de chaque moraine à quelques années près, comme les périodes d'extension maximum sont en gros concordantes dans les Alpes, on saurait ainsi à quelle phase de maximum ou de retrait correspond chacun de ces vallums, et toute l'histoire du glacier au dernier siècle serait inscrite dans la succession de ces moraines. La première, la plus éloignée du glacier, est la plus importante par son épaisseur, son relief de 3 à 4 mètres, les blocs énormes qui lui servent de points d'attache, et aussi la plus continue, car elle ne se laisse entamer qu'en un point par le torrent. Elle divise le champ d'erratique, le

¹⁾ F. BORSON, *Annuaire Club alpin français*, I, 1874, p. 360—382, et W. A. B. COOLIDGE, *La légende du Mont Iseran, étude d'histoire topographique*, *ibid.*, t. XXVII, 1900, p. 385—447.

Gletscherboden creusé dans la roche en place, puis remblayé, en deux parties distinctes: à l'extérieur, un espace nivelé, recouvert d'alluvions fines, limons et sables, étalées par les filets d'eau qui filtrent par dessous la moraine, avec de place en place des parties herbeuses et des traces de coulées qui s'enchevêtrent; à l'intérieur, un champ de débris, blocs et gros matériaux, à la place même où le glacier les a laissés, et à peine



Glacier des Evettes, vu des lacs de Parei.
(Cliché M. de Koncza, août 1905.)

remaniés par les eaux courantes. A simple vue, il n'y a pas de différence de niveau appréciable entre les alluvions de l'extérieur et les débris non classés ni calibrés de l'intérieur: elle existe pourtant, et atteint 50 centimètres environ, au profit de la zone intérieure, preuve que cette moraine, longue de 500 à 550 mètres, qui traverse le *Gletscherboden* dans toute sa largeur, a un instant formé barrage, et que les eaux de fonte issues du glacier en retrait se sont accumulées en arrière sous forme de lac, dont les eaux chargées et troubles ont rapidement exhaussé le fond jusqu'à ce qu'elles se soient ouvertes une issue par un étroit chenal. Cette moraine, datant évidemment de la grande extension qui eut lieu vers 1818, donne la forme du front à cette époque: forme rectiligne

plutôt qu'en arc de cercle, avec une saillie vers le débouché actuel des eaux, qui montre que le glacier à l'état de maximum est indifférent à la protection par rapport au soleil et que c'est le sens de la masse de glace en mouvement qui en détermine la forme extérieure, tandis que dans les périodes de retrait, comme présentement, cette influence de l'ombre devient prépondérante. C'est vers le Nord-Ouest, et dominé par une paroi très en pente, à l'ombre par conséquent la plus grande partie de la journée, que le glacier projette aujourd'hui son lobe extrême, en saillie de 300 mètres sur l'axe du front. Ce lobe fait visiblement suite à la moraine terminale qui s'infléchit à sa rencontre, et il reste comme un „témoin“ de l'extension du glacier à son maximum, conservé grâce à la double protection de l'ombre et d'un épais revêtement d'erratique.¹⁾ La distance de la moraine terminale au front actuel est de 400 mètres en moyenne: si elle date vraiment de 1818—1820, cette perte totale de 400 mètres en 86 ans représente un retrait annuel moyen de 4^m 65, en admettant que le retrait ait été continu et égal, ce qui n'est pas, car il s'est fait plutôt par saccades, et avec des alternatives de crues partielles interrompant la décrue générale. Cette valeur, 4^m 65 par an, est moins considérable que celle que nous avons pu établir pour d'autres glaciers de la même région, d'après le témoignage des moraines frontales. Le glacier des Sources de l'Arc a perdu 1110 mètres depuis 1856—57, soit 27^m 75 par an, le glacier de Rhêmes-Golette 980 mètres depuis 1865 (date du levé de la Carte d'E. M.), soit 24^m 50 par an. Cette comparaison suffirait à classer les Evettes parmi les glaciers *peu sensibles*.

A 100 mètres en arrière de cette moraine terminale on trouve une série de protubérances formant des îles entre les bras enchevêtrés du torrent et qui paraissent les restes d'une moraine jadis continue. Ce serait la seconde moraine. Est-ce là la limite de l'extension de 1856—57, dont la moraine se trouve, au glacier du Rhône, à 120 mètres en arrière de celle de 1818, et qui a constitué, vers le milieu du XIX^e siècle, un maximum secondaire, dans lequel certains chronologistes, comme Mr. Charles Rabot, voient moins une crue proprement dite

¹⁾ Sur l'efficacité de la protection de ce revêtement morainique contre l'ablation, voir dans H. HESS, *Die Gletscher*, p. 219, „Einfluß der Schuttbedeckung“, et J. H. OGILVIE The Effect of superglacial débris on the advance and Retreat of some Canadian Glaciers (*Journal of Geology*, Nov.-Dec. 1904, p. 722—743) et notre Note à l'Académie des Sciences de Paris: PAUL GIRARDIN, *Sur des observations glaciaires faites en haute Maurienne* (*Comptes Rendus*, CXXVI, 12 janvier 1903, p. 107—109).

que la fin, à la suite d'une série d'oscillations dans un sens et dans l'autre, du grand maximum de 1818? La distance au front étant d'environ 300 mètres, ce serait un retrait moyen de 6 mètres dans les cinquante dernières années.

A 150—200 mètres du front actuel on distingue une troisième moraine, presque aussi nettement individualisée que la première, également continue et même plus large, mais sans relief, tant les éléments en sont étalés. Peut-on la dater à l'estime? Peut-être, en se fondant sur cette donnée fournie par les gens de pays, que les glaciers, après avoir reculé très vite, comme à vue d'oeil, dans les 15 premières années après 1856—57, se retirent beaucoup moins vite depuis. Il y eut donc à cette époque, vers 1872—1874, un arrêt dans le recul, sans doute un stationnement. Quelle que soit sa date, cette moraine est presque aussi importante par sa continuité que la première: elle aussi a obligé presque toutes les eaux des torrents à se réunir pour la percer en un chenal unique, à la côte 2509 m environ.

On peut reconnaître une quatrième moraine à 135 mètres en avant du glacier, mais celle-ci à peine distincte, et sur la moitié gauche du front seulement, ne peut être d'aucun secours pour la chronologie des variations du glacier.

Depuis 1893, le retrait du glacier est beaucoup plus lent. Des deux repères conservés du prince Roland Bonaparte, l'un est à 40 mètres du glacier tel qu'on peut le deviner sous la pierraille qu'il fait soulever, l'autre n'en est encore qu'à quelques mètres. A cet endroit le front forme une saillie demi-circulaire, soulignée par deux ou trois petites moraines de retrait, de ces moraines *annuelles* qui après deux, trois étés au plus, sont dispersées par le torrent. Cette saillie correspond au point où la principale des moraines médianes atteint l'extrémité du glacier, et elle se trouve en face exactement de la saillie de même forme que dessine la moraine terminale, là où s'échappe le torrent. On peut suivre ainsi la trace de cette ancienne trainée de pierres à travers le champ morainique. Nous retrouvons, dans cette saillie du front, le même effet de protection par les débris morainiques qui a conservé jusqu'à nous la saillie Ouest du front comme un témoin de l'extension maximum de 1818. Il faut ajouter qu'à cet endroit le relief du glacier sous moraine est presque insignifiant, qu'il passera bientôt à l'état de glacier-mort, témoignant ainsi de cette forme de recul par saccades qui est l'allure ordinaire du retrait des glaciers, alors que nous serions tentés de nous le figurer comme graduel et continu.

Une quarantaine de mètres perdus en 12 ans, c'est 3^m 30 par an. C'est un peu moins que le retrait moyen de 4^m 65 obtenu plus haut. Faut-il y voir l'effet, plus tardif qu'ailleurs, le glacier étant moins sensible, de la petite crue de fin du XIX^e siècle de Mr. F. A. Forel, dont nous avons établi l'existence pour le glacier tout voisin du Mulinet, crue qui se serait traduite moins par une avancée positive que par un ralentissement dans le recul, et dont les Dauphinois ont retrouvé aussi la trace dans les glaciers du Pelvoux? ¹⁾ Nous le croirions volontiers. Dans ce synchronisme on retrouverait l'effet de cette *loi de généralité*, formulée en 1881 par Mr. Forel, qui veut que tous les glaciers des Alpes suivent en même temps la même impulsion, en avant ou en arrière. Il faut d'ailleurs qu'il en soit ainsi pour que les variations de climat, les Klimaschwankungen, synthétisées par Ed. Brückner (Wien, 1890), ne soient pas contradictoires d'une région à l'autre. En tout cas depuis quelques années — nos observations personnelles remontent à quatre ans — les conditions météorologiques sont telles — hivers sans neige et étés brûlants, à part celui de 1902 — qu'il faut s'attendre pour quelques étés encore à une accentuation du recul, qui amènera l'ablation de cette saillie du front.

Quant aux surfaces perdues, voici le tableau correspondant aux trois intervalles: I entre la moraine terminale et le glacier, II entre la même moraine et la 3^{me} moraine, III entre cette dernière moraine et le glacier.

- I. 19 hectares 8750 m. q. en 85 ans.
- II. 11 hectares 6250 m. q. en 54 ans.
- III. 8 hectares 2500 m. q. en 32 ans.

On voit quel parti nous avons tiré de ces moraines stadiaires échelonnées entre le front actuel et la moraine terminale de 1818, et l'utilité de levés à une grande échelle — telle que le 1 : 5000, échelle de la minute qui a servi à l'établissement de la carte jointe à l'article, — qui permettent seuls de figurer dans tous ses détails ce champ morainique avec ses vallums encore intacts, ses protubérances qu'on peut raccorder par la pensée, ses placages d'erratique épars, et les innombrables coulées entre lesquelles se partage le torrent principal, qui après s'être ramifiées deux fois entre un dédale d'îles viennent deux fois se réunir en un courant unique qui a ouvert une brèche dans chacune des deux grandes moraines. La forme générale de ce champ morainique se dessinait assez bien sur

¹⁾ Commission française des Glaciers. Etude sur le Glacier Noir et le Glacier Blanc dans le massif du Pelvoux par CH. JACOB et G. FLUSIN. Grenoble 1905.

les minutes de la Carte d'E. M., et le capitaine Biauxon avait même figuré la moraine terminale avec fidélité: ¹⁾ non seulement ce trait a disparu dans les réductions au 1 : 80 000, mais l'ensemble a été défiguré par les révisions successives, en particulier par celle de 1895, qui a supprimé, on ne sait pourquoi, les lacs dont il sera question plus loin situés sur le roc de Parei, et la branche du glacier du Grand Méan affluente des Evettes.

Par leurs moraines mouvantes, comme par leurs moraines déposées, les Evettes figurent un appareil glaciaire complet. Les moraines riveraines sont moins développées qu'au Pelvoz par exemple, glacier qui roule encaissé de 80 mètres entre ses propres moraines, ou à celui des Sources de l'Arc, mais l'affaissement de la surface est très apparent par rapport à l'ancien niveau du glacier et s'accroît chaque année. En revanche deux moraines médianes bien individualisées, sans compter deux moraines de moindre importance sur la rive gauche, développent leur courbe harmonieuse et s'élargissent jusqu'à se rejoindre vers l'extrémité. A part ces trainées morainiques si régulières, le glacier reste parfaitement propre. Là où la pente terminale s'accroît, on voit émerger des placages de cailloutis ramenés à la surface à titre de lits de séparation de deux feuillets de glace (*Blätter*) et qui attestent la présence d'une *Quermoräne* dans le glacier. Ainsi se forme la moraine superficielle. Quant aux moraines médianes, elles n'émergent pas tout d'une pièce et toutes formées: les matériaux, d'abord enfouis sous les couches de névé du bassin d'alimentation, reparaissent à la surface un à un seulement, et à intervalle de plusieurs mètres; la moraine n'est d'abord qu'une ligne de pierres qui devient peu à peu une trainée, puis une couverture continue, surélevant la surface de la glace de plusieurs mètres. Ainsi les moraines n'émergent que dans la zone d'ablation. Or chaque année leur point d'émergence se trouve reporté plus en amont, preuve que la zone d'ablation s'agrandit dans le même sens que la limite des neiges, qui rétrograde vers le haut. Nous avons observé pareil fait pour la moraine médiane du glacier du Pelvoz; de même le glacier de Méan-Martin est coupé dans son milieu par une moraine médiane coudée dont la Carte d'E. M. ne fait pas mention. Le fait est donc général. Cette remontée des moraines signifie que dans

¹⁾ Sur la méthode suivant laquelle ont été levées les minutes de la Carte d'E. M. en Savoie, et sur quelques figures intéressantes des topographes qui ont travaillé un peu partout dans cette haute région, voir la récente étude de Mr. HENRI VALLOT, *Le capitaine Miculet et la Carte du Mont Blanc* (*La Montagne*, Revue mensuelle du C. A. F., I, 1905).

la lutte entre l'enfouissement des matériaux par le névé et leur tendance à remonter à la surface, celle-ci prédomine actuellement. A défaut de tout autre indice, il y aurait là une preuve manifeste d'un enneigement régressif, corrélatif du déchaussement des „gencives“ rocheuses dans le bassin d'alimentation et de l'apparition de nouveaux îlots rocheux.

La moraine est constituée par deux éléments, le gneiss et la serpentine, qui forme toute la pyramide 3249. Ce gneiss dont on ignore encore l'âge exact, à gros éléments de feldspath, dit „gneiss de la Levanna“ est une roche très compacte, très résistante à la désagrégation; il arrive à l'extrémité du glacier à l'état de blocs parfois énormes, tel le bloc haut de 6 mètres qui porte le repère de 1893. La serpentine résiste autant et plus que le gneiss à la désagrégation: non loin de l'extrémité, mais encore sur le glacier, elle constitue un bloc d'une douzaine de mètres de relief, qui rappelle le fameux *Blaustein* de la vallée de Saas et dont l'apparente immobilité depuis 1902 atteste la lenteur de la marche du glacier à son extrémité.

Limite des neiges. — Nous savons déjà que la limite des neiges recule vers l'amont dans le même sens que le point d'émergence des moraines. Quelque flottant que soit ce concept de la limite des neiges, essayons de fixer la limite actuelle et de déterminer sa régression depuis le dernier maximum de 1856—57. Il y a avantage à considérer à part la limite climatique et la limite topographique. Par quelle formule déterminer la limite climatique? Nous pourrions avoir un premier résultat en adoptant pour le rapport des deux surfaces d'alimentation et d'ablation le rapport de 3 à 1 (méthode de Mr. Ed. Brückner), et tracer en conséquence la ligne séparative des deux zones, mais nous ne connaissons pas la surface exacte du glacier, les levés publiés étant à la fois inexacts et très anciens. Reste la méthode de MMrs. Kurowski et J. Jegeler-lehner, dite de la *mittlere Höhe*, d'après laquelle la limite climatique est donnée par la moyenne de la hauteur où commence le glacier et de celle où il se termine. Quelque incertitude qu'il y ait sur l'endroit où commence un glacier, on peut arriver à un résultat précis, sinon toujours très exact. Cette limite *climatique* serait voisine de 2900—2950 m. Il se trouve qu'à *l'heure actuelle* ce chiffre se rapproche de l'altitude à laquelle, en général et année moyenne, on rencontre la neige sur le glacier à la fin de l'été (limite *temporaire*, limite *topographique*). Sauf dans l'été 1902, où à la suite d'une saison humide la neige descendait très bas sur toute la région (2400 mètres en août, 2600 m en septembre), nous avons trouvé à la fin de chaque campagne la neige

voisine de 3000 mètres ou au-dessus (1905 par exemple). Mais voici où cette méthode, qui donne actuellement un résultat acceptable, de la *mittlere Höhe* se trouve en défaut. Il y a quelque cinquante ans, quand le glacier était à son extension maximum, il va de soi que la limite des neiges descendait beaucoup plus bas. Nous avons cherché à évaluer ce relèvement de la limite des neiges (limite climatique) depuis 50 ans, et nous avons trouvé une valeur qui oscille entre 145 et 208 mètres pour les différents glaciers de Maurienne et de Tarentaise, abstraction faite des appareils très petits ou dans des conditions topographiques spéciales.¹⁾ Si l'on admet avec Mrs. Penck et Brückner un relèvement de 1100 à 1200 mètres dans la limite des neiges, depuis la dernière époque glaciaire, cette valeur de 145 à 208 mètres représenterait le sixième environ de ce relèvement, et l'on voit qu'il y a dans cette simple considération un moyen de rendre comparables les deux phénomènes: le réchauffement consécutif à la période glaciaire et la série d'années plus sèches que nous traversons depuis 50 ans, et qui n'est sans doute qu'un épisode des *Klimaschwankungen* d'Ed. Brückner. Entre les deux phénomènes il y a non pas différence de nature, mais différence de degré.

Le torrent des Evettes. Les eaux de fonte présentent deux particularités, les changements de lit et les variations de débit au cours de la journée. Les torrents, — il y en a deux principaux, — ont varié d'emplacement et d'importance respective, dans la partie à découvert de leur cours. A la suite du maximum 1818—20, il a dû y avoir, outre le torrent actuel qui gagne au plus court la brèche ouverte dans le bassin rocheux à l'altitude de 2489 m, un second émissaire en activité, sur la gauche de la moraine, qui décrivait une grande courbe en suivant les contours du bassin de roche en place. Cette seconde coulée, qui a dû fonctionner au début du mouvement de recul, est aujourd'hui tarie, à part quelques suintements qui filtrent à travers la moraine, mais ses traces qui serpentent à travers des espaces déjà gazonnés restent visibles; elles sont figurées en pointillé. Durant cette première période de la régression il doit se former, en arrière de la grande moraine, des étendues d'eau stagnante, par suite de l'afflux d'eaux provenant d'une ablation énorme, et ce lac de barrage morainique (*Stausee*), qui signale la plupart des glaciers dans cette première phase de la décrue, (nous avons retrouvé les traces d'un lac analogue au Glacier des Sources de l'Arc et il subsiste en partie à celui de la Grande Motte), subsista

¹⁾ PAUL GIRARDIN, *Les glaciers de Savoie. Etude physique. Limite des neiges. Retrait* (Bulletin Société neuchâteloise de Géographie, t. XVI, 1905, p. 17—48).

jusqu'à ce que le seuil morainique se fût suffisamment abaissé pour donner passage aux eaux. Il reste des traces de ce lac dans le lacis d'eaux courantes et dormantes entourant des îles et dans les nombreux bras entre lesquels se partage le torrent principal et son affluent de gauche. Le glacier leur doit son nom: les „Evettes“ de „Eve“, eau. On saisit là le passage de la phase palustre à la phase torrentielle. Cette forme se répète en arrière de la troisième moraine et rappelle l'existence d'un lac avant que la brèche 2509 m fût ouverte. Enfin les coulées de graviers qui traversent le sol limoneux du bassin à l'extérieur de la grande moraine attestent que ce régime a été celui de presque tout le *Gletscherboden*. Ces traces sont bien oblitérées maintenant; elles sont plus fraîches dans le figuré du Cadastre de 1893.

Actuellement il y a deux torrents, débouchant l'un à l'extrême droite du front, l'autre à l'extrême gauche par trois portes. Doit-on interpréter ces deux torrents comme correspondant à deux thalwegs sous-glaciaires séparés par une barre rocheuse? Nous le croirions d'autant plus volontiers qu'il nous souvient d'avoir vu, en 1902, vers le milieu du front, près du repère 1893, un affleurement de gneiss en place, non revu depuis. Retenons du moins l'existence de deux torrents, fait commun à la plupart des glaciers que nous avons observés et qui n'en sont pas encore au dernier terme de la réduction.

Le cours de ces torrents dans la moraine a dû changer à mesure que le front reculait. Le torrent de droite a dû passer — le plan de 1893 l'indique clairement —, tout à fait à droite de la troisième moraine, où se voit une solution de continuité. Aujourd'hui toutes les eaux viennent passer par la brèche du milieu (2509 m). Il y a donc eu recreusement du champ morainique au cours du recul du glacier, et capture du bras de droite, aujourd'hui réduit à un filet, au profit du torrent central. Les nombreuses trainées de cailloux, les lits à moitié desséchés témoignent aussi de ces perpétuels changements de cours des torrents glaciaires, qui se font à la faveur de l'inondation du début de l'été.

Quel est le débit approximatif du torrent, là où toutes ses branches sont réunies? C'est entre 4 et 5 heures du soir que nous avons observé le maximum:

- largeur: 8 mètres;
- profondeur moyenne: 6,30 m;
- périmètre mouillé: 240 décimètres carrés;
- vitesse à la surface: 2 mètres par seconde.
- vitesse moyenne approximative: 1,50 m;
- débit: 3,60 m cubes.

Ces opérations ont été faites avec l'aide de M. Mathias de Koncza et de Mr. Cesare Calciati. Le torrent, au sortir de la moraine terminale, coule sur un fond de galets et cailloux roulés et présente une particularité à signaler : le fond du lit n'est pas concave ; le fond est plat, et les berges sont verticales quand elles ne surplombent pas en s'éboulant sous le pied, ce qui rend faciles les jaugeages. Des lits asséchés gardent encore leurs berges vives. Pareille particularité se remarque au glacier des Fours, où le torrent circule aussi dans le cailloutis, et non sur la roche en place ou parmi de gros blocs. Le fait s'explique par le retrait du glacier : au fur et à mesure que la sortie du torrent est reportée vers l'amont, le torrent façonne son profil d'équilibre en commençant par la partie aval, qui se trouve recrusée entre des berges de cailloutis avivées par le sapement. Nous avons observé dans la vallée de Champagny un pâturage, dit „Plantrin“ ou „Pra-Mort“ qui a été ainsi morcelé, disséqué, rongé morceau par morceau par le torrent glaciaire, qui creusait vers l'aval sa courbe d'équilibre au fur et à mesure que le glacier se retirait, et cela en l'espace de quinze ans, depuis 1890—1891.

Le bassin des Evettes. L'érosion glaciaire. Si nous ne connaissons pas l'allure du substratum rocheux du glacier, du moins le bassin en pleine roche que remplit le Gletscherboden présente-t-il un grand intérêt, car il est l'œuvre propre du glacier, il en est une dépendance. Tout le Zungenbecken en effet, comblé par de l'érratique, ou des cailloutis fluvioglaciaires ou de l'alluvion est creusé dans la roche en place, il relève de l'érosion glaciaire. Sous le remplissage détritique qui l'a comblé, nous ne pouvons en connaître la profondeur, mais le présent levé en donne la surface, et le rapport de cette surface à la surface totale du glacier offre déjà un grand intérêt. La surface du Zungenbecken en avant du front est de 37,7 hectares ; on peut évaluer approximativement celle du glacier à 600 hectares ; ensemble, 637 hectares ; rapport : un seizième de la surface totale. Au glacier voisin de Bézin, que nous avons levé en entier, ce rapport est plus considérable encore. La ne s'est pas arrêté le travail du glacier : les petits bassins dans la roche en contre-bas du Roc de Parei (2678 m) ou dorment les petits lacs des Evettes — il subsiste 7 ou 8 cuvettes — sont des annexes du Zungenbecken et sont dus aussi à l'érosion du glacier remontant la contrepente et excavant dans la roche en place, qui est le gneiss, ces cavités qui devraient correspondre à des parties de la roche moins résistantes ou partiellement désagrégées, et qui ont joué le rôle d'éclats qui sautent sous le sabot. Il y aurait à expliquer le comment. C'est à dire le processus exact de cette érosion. — et la question pourquoi ces

dans la série des temps. Donc à chaque régression du glacier, les matériaux étaient abandonnés sur place, à chaque progression le glacier les reprenait, les triturait à nouveau, et labourait son substratum rocheux avec cet irrésistible outil de friction, que constituent les millions de blocs, de galets, de cailloux de la moraine mis en mouvement par le glacier. Dès qu'une cavité avait commencé à se dessiner, son destin était de s'agrandir sans cesse, parce que les matériaux morainiques, trop gros pour pouvoir être emportés par le torrent, devaient s'accumuler sur place, emprisonnés et pour toujours au service du glacier, jusqu'au moment où le bloc étant devenu galet, le galet caillou et le caillou sable, les éléments résultant de ce travail de trituration étaient emportés par le torrent. L'outil usé était éliminé et remplacé par un autre. Comment les matériaux ainsi emprisonnés dans le bassin en voie de creusement peuvent-ils être utilisés plusieurs fois? On comprend en effet qu'ils cheminent avec le glacier et sous le glacier pendant que celui-ci avance, mais le glacier en retrait ne les ramène pas en arrière: le „recul“ du glacier n'est qu'une image, un glacier ne recule pas, il fond sur place. Sans doute, mais le cailloutis est susceptible non seulement d'un mouvement d'amont en aval, mais d'un mouvement de translation de gauche à droite, ou de droite à gauche lorsque le glacier, ayant atteint le bord extrême du bassin qu'il se creuse à lui-même, c'est à dire buttant contre la barre de gneiss résistante, s'infléchit pour remplir d'abord tout le bassin avant de déborder par-dessus la barre de gneiss et de remonter la contre-pente. Ce n'est donc pas une rotation que décrit le cailloutis, puisqu'il n'y a pas circuit fermé, ni retour des matériaux en arrière; chaque élément de la moraine, repris par le glacier à chaque progression, a le temps de s'user à son service, ne pouvant sortir du bassin en voie de creusement. C'est un travail comparable par l'outil mis en jeu au travail de ces infiniment petits qui creusent les marmites et par elles le lit fluvial: les éléments de la moraine qui progressent tous sous le glacier selon une même direction et qui s'incurvent tous au même endroit suivant le versant intérieur du rebord rocheux qui barre la cavité sont aussi des infiniment petits par rapport à la masse qui les met en mouvement. Les gens du pays appellent ces moraines de cent mètres de haut des „moraines de sable“. Pourtant ces infiniment petits sont capables de creuser en pleine roche, car ils ont pour eux leur nombre, qui est infini, des réserves de matériaux qui se renouvellent sans cesse, et le temps. Quand la masse de l'erratique comble une dépression déjà profonde, et que le glacier amoindri ne peut plus la mettre en mouvement, le

travail s'arrête: de même les marmites fluviales, quand de gros matériaux obstruent la cavité, cessent de se creuser.

On constate que les glaciers réduits et „exténués“ de la phase actuelle ne remanient que très peu, lorsqu'ils progressent, le fond d'erratique sur lequel ils s'avancent: mais il ne faudrait pas conclure de l'observation des glaciers actuels qu'il en a été de même des glaciers anciens, soit lors des périodes glaciaires proprement dites, soit même lors des grandes avancées de la phase actuelle.

Cette barre de gneiss qui limite le Zungenbecken des Evettes, nous la retrouvons en contre-bas du Roc de Parei, vers l'altitude de 2050 mètres, à la hauteur du petit village de l'Ecot, un des plus hauts des Alpes, qui est situé sur les roches moutonnées de gneiss qui ferment le bassin élargi de la Mandette, aujourd'hui comblé par l'alluvion, et qui représente le Zungenbecken où venaient confluer deux énormes appareils glaciaires, celui de la haute vallée de l'Arc et celui de la Reculaz dont font partie les Evettes. Là aussi il y eut convergence de deux grands glaciers, il y eut creusement, il y eut emprisonnement de la moraine derrière la barre de gneiss, qui a résisté, et qui n'a été entamée que par le torrent, par trois brèches à la fois. Ainsi, à côté de cette influence active que représente la moraine emprisonnée dans le Zungenbecken, abandonnée en avant du front, puis reprise et mise en mouvement par le glacier, il faut faire une grande part aussi à l'influence passive que représentent les différences de dureté des roches, et insister en particulier sur le rôle de ces barres transversales de gneiss qui ferment les vallées, qui ont joué par rapport au glacier le rôle de buttoir résistant, et qui n'ont pu être percées, — et seulement sous forme de brèches étroites —, que par le torrent glaciaire.

* * *

La présente étude a voulu être simplement le commentaire de la carte qui lui est jointe. Cette carte à la rédaction de laquelle Mr. Henri Vallot a apporté le concours de son expérience de topographe et de glaciologiste a été levée à 1:5000, seule échelle à laquelle tous les détails de la topographie glaciaire puissent être rendus avec fidélité et avec toute leur valeur. Par ce levé, qui n'est que le premier d'une série, nous avons cherché à montrer que l'étude des glaciers n'avait pas moins à attendre de la méthode topographique que de la méthode physique, et qu'à la base de toute monographie d'appareil glaciaire devait se trouver un levé exact à grande échelle.

Klima- und Gletscherschwankungen in Norwegen.

Von P. A. Øyen in Kristiania.

I.

Es sind nur einige sehr dürftige Nachrichten über Klimaschwankungen aus älteren Zeiten in Norwegen vorhanden, teils in der Geschichte und teils in der Tradition aufbewahrt. Doch sind alle nur als kleine Züge einer langen Entwicklungsreihe zu betrachten.

Vorgeschichtlich sind wahrscheinlich die vielen Überreste nicht nur von *Betula odorata* Bechst., sondern auch von *Pinus silvestris* L., welche häufig in Torfmooren weit über der heutigen Waldgrenze zu finden sind. Die wichtigsten dieser Lokalitäten stellte ich bei einer früheren Gelegenheit zusammen;¹⁾ später lenkte ich die Aufmerksamkeit darauf, daß wenigstens die meisten dieser Überreste aus der Tapes-Zeit herrühren.²⁾ Lagen aber zur Zeit der höchsten Tapes-Entwicklung Norwegens die verschiedenen Höhengürtel der Waldbäume an den Bergen viel höher als heute, so war ganz gewiß auch die Schneegrenze viel höher als gegenwärtig. Ich will nicht versuchen bei dieser Gelegenheit den Betrag der Verschiebung der oberen Grenze der Waldbäume und der entsprechenden Verschiebung der Schneegrenze zu berechnen, weil hier so viele unserer Kenntnis bis jetzt entzogene Fakten in Betracht zu ziehen wären, daß auch die beste mit dem vorliegenden Material angestellte Berechnung notwendigerweise ein quantitativ sehr unsicheres Resultat ergeben müßte.

Durch eine solche Berechnung würde allerdings das zur Tapes-Zeit sehr ausgeprägte atlantische Klima am besten zum Ausdruck kommen. Bemerkt sei, daß die Tapes-Zeit, d. h. die Zeit, in welcher *Tapes decussatus* L. zum ersten Mal den Küsten des nördlichen Norwegens entlang auftritt und hier seine größte Entwicklung und weiteste Verbreitung erreicht, mit der Entwicklung der ältesten Phase des neolithischen Zeitalters in Skandinavien, also auch in Norwegen, zusammenfiel.

¹⁾ Bergens Museums Aarbog 1894—95, Nr. IV, S. 12—14.

²⁾ Christiania Vid.-Selsk. Skr. I. Math.-Naturv. Kl. 1903, Nr. 7, S. 79—80.

Bei seinen vergleichenden Studien über die Einwanderungsgeschichte der Flora Norwegens und über den Bau der norwegischen Torfmoore fand der zu früh verstorbene Botaniker Axel Blytt, daß sich zwischen die oben erwähnte Tapes-Zeit und die Gegenwart zwei verschiedene Perioden einschalten, erstens eine trockene, subboreale und zweitens eine feuchte, subatlantische. Die Gegenwart sollte sich nach Blytt am meisten wie eine trockene Periode charakterisieren. Diese Darstellung Blytt's ist mehrfach angegriffen worden und seine Hypothese von abwechselnden feuchten und trockenen Perioden ist heute ganz wie zu seinen Lebzeiten noch eine Streitfrage. Es ist auch schwer mit Sicherheit zu entscheiden, wie groß die Zahl der nach der Tapes-Zeit verflossenen Perioden ist, die man als selbständig zu betrachten genötigt wäre. Es wird in der Tat manchem Forscher scheinen, als sei es ein künstliches Unterfangen, aus einer anscheinend kontinuierlichen und einheitlichen Formationsserie einige mehr ausgeprägte Perioden auszuscheiden. Indessen stellt es sich bei einem genaueren Studium der jüngsten Meeresablagerungen in der Umgebung Kristianias heraus, daß man nicht nur in Rücksicht auf die darin eingebettete Molluskenfauna ganz berechtigt, sondern auch in Rücksicht auf die Littoralbildungen genötigt ist, mehrere Ablagerungsstadien zu unterscheiden. Wie ich bei einer früheren Gelegenheit¹⁾ nachgewiesen habe, treten uns aus diesem Zeitraume wenigstens drei verschiedene Littoralstufen entgegen. Es liegt außerhalb dieser kurzen Übersicht, näher auf ihre faunistischen und dynamischen Verhältnisse einzugehen. Es soll nur erwähnt werden, daß die zwei oberen dieser Stufen, 45 und 20 m über dem Meer, zwischen sich eine 25 m breite Höhenzone einfassen, die durch eine kontinuierliche Reihe von Muschelbänken ausgezeichnet ist; das weist darauf hin, daß die Zeit während der Bildung dieser Bänke eine dem Leben der littoralen Mollusken sehr günstige war, d. h. der Littoralgürtel mußte sich durch helles, salziges Wasser kennzeichnen, was wieder eine verhältnismäßig trockene Periode voraussetzt. Der nächste Gürtel, der sich von 20 m Höhe über dem Meer bis zum gegenwärtigen Meeresstrand erstreckt und etwa in der Mitte durch eine Littoralstufe geteilt ist, ist durchaus durch Tonablagerungen charakterisiert und durch ein nur spärliches Vorkommen von Muschelbänken, von denen kaum eine einzige echt littoraler Natur ist, ganz scharf dem erst erwähnten ältern Höhengürtel entgegengesetzt. Der ent-

¹⁾ Christiania Vid.-Selsk. Forh. 1905, Nr. 4, S. 14—15.

sprechende Zeitraum war also durch schlammiges Littoralwasser von geringem Salzgehalt ausgezeichnet, und die hydrographischen Verhältnisse der Littoralzone waren daher dem Leben der Littoral-mollusken ungünstig. Das Klima dieser Zeit ist notwendigerweise ein feuchtes gewesen. In so weit stimmt also die von dem neuen Gesichtspunkte aus erworbene Anschauung mit der früher von B l y t t vertretenen überein; nur stellen sich die einzelnen Perioden etwas komplizierter dar.

Im Sommer 1904 sah ich auf Karmö an der Westküste Norwegens in unmittelbarer Nähe über der an dieser Stelle recht gut ausgebildeten Grenze des Tapes-Meeres ein Profil, das in trefflicher Weise den eben erwähnten Klimawechsel illustriert. Es war ein Torfmoor, das im Querschnitt deutlich die folgende Formationsreihe zeigte: zu unterst lag eine Torfschicht; darüber traten mir Wurzeln von *Pinus silvestris* in aufrechter Stellung entgegen, und über diesen lag im oberen Teile des Profils wieder eine Torfschicht von $\frac{1}{2}$ m Mächtigkeit. Die ganz freie und offene Lage dieses Torfmoores legt die Annahme nahe, daß man es hier nicht mit einer Bildung beschränkter, sondern vielmehr mit einer solchen allgemeiner Natur zu tun hat. Man möchte in dieser Schichtenfolge die liegende Torfablagerung der feuchten Tapes-Zeit zurechnen, dann von den Ablagerungen des nachfolgenden Zeitraumes, die einen zweimaligen Klimawechsel andeuten, die Wurzel-schicht einer trockenen und die obere Torfschicht einer feuchten Periode zuweisen. Man konnte ferner denselben Klimawechsel durch die Evorsionserscheinungen verfolgen.

II.

Verlassen wir die vorgeschichtliche Zeit und die großen Klima-änderungen, die sich in den allerjüngsten geologischen Ablagerungen widerspiegeln und treten wir an die geschichtliche Zeit mit ihren kleinen Klimaänderungen heran.

Nachstehende Tabelle zeigt in der ersten Kolonne die Kälte-perioden B r ü c k n e r s. In der zweiten Kolonne sind, vom Jahre 1600 aus berechnet, die Jahreszahlen der 35jährigen Periode wiedergegeben; doch müssen wir uns hier daran erinnern, daß die regelmäßigen Zahlen nicht allzu fest aufrecht zu erhalten sind, da die Periodenlänge etwas schwankt. In der letzten Kolonne sind dann einige Witterungsdaten aus der norwegischen Geschichte eingetragen.

Kälteperiode

n. Brückner	970	„Grün-Jahre“ und guter Fischfang 901—971.
	1005	
1040—1055	1040	
1065—1080	1075	
1105—1130	1110	
1145—1165	1145	
1175—1190	1180	
1200—1230	1215	„Selö-Winter“ 1207—8. Teuerung 1213.
1245—1255	1250	Teuerung 1247. Erdfälle 1240. Sturm 1257.
1270—1290	1285	
1310—1325	1320	
1350—1370	1355	„Guldal-Erdfall“ 1345. „Mannadauden“ 1340.
1385—1405	1390	
1425—1455	1425	
1475—1495	1460	
1505—1520	1495	
1535—1545	1530	
1555—1570	1565	Sturmflut und guter Fischfang 1570.
1591—1600	1600	„Grün-Jahre“ und Teuerung 1600—1602
1611—1638	1635	„Grün-Jahre“ und Teuerung.
1645—1674	1670	Ungewöhnliche Kälte 1657—1658.
1685—1720	1705	„Grün-Jahre“ 1717. Sturm und Kälte 1710.
1730—1750	1740	„Grün-Jahre“ und guter Fischfang 1730—1742.
1765—1775	1775	Überschwemmung 1780.
1806—1820	1810	Teuerung 1812.
1831—1855	1845	Ungewöhnliche Schneemenge um 1850.
		Überschwemmung 1860.
	1880	Mehrere Gletschervorstöße 1870—1880.

„Grün-Jahre“ heißen in Norwegen Jahre, in welchen der Ackerbau in vielen Gegenden keine reife Frucht lieferte. Sie waren ganz allgemein von Teuerung begleitet. Für die Küstenbewohner Norwegens war es indessen von großem Vorteil, daß eben die „Grün-Jahre“, wie Nordgaard es nachgewiesen hat, sehr oft von gutem Fischfang begleitet waren. Kälte, Sturm, Überschwemmung und Erdfälle scheinen in Gesellschaft aufzutreten und von Teuerung begleitet zu werden, und die große Pest, „Mannadauden“, um 1340 folgt den eben erwähnten Naturerscheinungen. Der „Selö-Winter“ ist in der Geschichte Norwegens sehr bekannt, weil die Kämpfe der „Bagler“ und „Birkebeiner“ von sehr strenger Kälte begleitet waren.

Indessen liegen auch manche Nachrichten über die trockenen Wärmeperioden vor, wenn auch viel spärlicher; es sind eben jeweilen die Kälteperioden, die den tiefsten Eindruck auf die Bevölkerung des Landes machen. Von der Regierungszeit des Königs Haakon um 1220—40 bringt uns die Geschichte Nachrichten von ungewöhnlich günstiger Witterung und etwas gleiches ist der Fall etwa vierhundert Jahre später, um 1640—50.

Mehrfach finden sich Sagen in Norwegen verbreitet, die darauf hinweisen, daß hoch liegende Gebirgstäler, die heute keine Spur fester Wohnsitze mehr besitzen, früher eine wohl gedeihende, wenn auch nicht reiche Bevölkerung besaßen. Wie wir oben gesehen haben, daß sowohl die Schneegrenze als die obere Grenze der Waldbäume sich gesenkt hat, so finden wir also auch, daß die Grenze der festen Wohnsitze sich in derselben Richtung bewegt hat. Doch müssen wir hier die Aufmerksamkeit darauf lenken, daß auch die Bevölkerung selbst ihren Beitrag zur Vernichtung der Waldbäume an ihrer oberen Grenze geliefert haben kann. Man hat sich auch seit lange diese Tatsache klar vor Augen gestellt; schon 1726 findet man dies ausgesprochen ¹⁾ und Klagen darüber ²⁾; die Frage wurde vielfach diskutiert ³⁾. Im achtzehnten Jahrhundert hatte man fortwährend dieselbe Anschauung dieser Frage, ⁴⁾ und noch später finden wir dieselbe allgemeine Vorstellung, von Besorgnis begleitet ⁵⁾, selbst im neunzehnten Jahrhundert verbreitet. Wenn aber auch an einzelnen Stellen die Ursachen der sinkenden Bewegung der Höhengrenzen — und zwar sowohl der Waldbäume als auch der Siedelungen — in künstlichen Eingriffen des Menschen und in lokalen Verhältnissen gesucht werden kann, so reichen doch diese zur Erklärung der allgemeinen Veränderungen der Höhengrenzen nicht aus. Es wird vielmehr notwendig, allgemeine Klimaschwankungen in Anspruch zu nehmen.

III.

Nachrichten über Gletscherschwankungen in Norwegen treten uns zum ersten Mal im achtzehnten Jahrhundert entgegen. Nachdem die Gletscher im siebzehnten Jahrhundert, und zwar ganz besonders um die Mitte desselben, eine sehr geringe Größe aufgewiesen hatten,

¹⁾ A u b e r t, Bidrag til Kundskab om Almenningerne, S. 9—10.

²⁾ Oeconomisk Journal 1757, S. 122.

³⁾ B u l l, Undersøgelse om en Forbedring i det norske Skov-Væsen, 1780, S. 10 ff.

⁴⁾ Bergens Museums Aarbog 1894—95, Nr. IV, S. 14 ff.

⁵⁾ The American Journal of Science and Arts, Vol. XX, 1831, S. 130.

begegnen wir zu Eintritt des achtzehnten Jahrhunderts einem Vorrücken mehrerer Gletscher, und in den zwanziger Jahren erreichte im nördlichen Teil des Landes dieses Vorrücken einen verheerenden Charakter, der sich auch nach dem südlichen und westlichen Teile des Landes fortpflanzte und sein Maximum in den Jahren 1742 und 1743 erreichte; damals wurden mehrere Bauernhöfe in Jostedal verheert. Die äußerste Grenze, die bei diesem Gletschervorstoß erreicht wurde, scheint auch die äußerste zu sein, die seit lange von vorrückenden Gletschern in Norwegen erreicht worden ist.

In ganz gleicher Weise wie die vorangehende Periode eine sehr ausgeprägte Rückzugperiode der Gletscher war, so tritt auch die eben erwähnte Vorstoßperiode als eine sehr ausgeprägte hervor. Es scheinen die klimatischen Kurvenausschläge nach beiden Seiten nahezu gleich aufzutreten. Dies machte sich auch in der nächsten Welle der Schwankungen geltend. War im ersterwähnten Fall die Schwingungsamplitude sehr groß gewesen, so ist sie im letzteren Fall viel kleiner; ja es scheint im zentralen Teile des Landes nahezu ein stationärer Zustand der Gletscher bestanden zu haben, so daß hier die Gletscherschwankung fast fehlt.

Etwas anders scheint sich uns die Sachlage der Gletscherschwankungen wieder am Eintritt des neunzehnten Jahrhunderts zu gestalten: die Amplitude der Schwankung ist hier mehr ausgeprägt; denn um die Jahre 1807—1812 rücken die Gletscher vor, und im zentralen Teile des Landes nehmen in diesen Jahren viele Gletscher eine Stellung ein, die etwa dieselbe ist, wie sie diese Gletscher in der Mitte des achtzehnten Jahrhunderts gehabt hatten. Dann folgt eine sehr ausgeprägte Rückzugsperiode der Gletscher Norwegens. Witterung, Abnahme der Schneedecke, Zurückgehen der Gletscher und Ausbruchskatastrophen von Gletscherseen, alles deutet dieselbe Phase der Klimaschwankung an. Um 1835—40 treten uns dann die ersten Erscheinungen eines neuen Gletschervorrückens entgegen. Wie lange sich diese Phase erhalten hat, ist nicht ganz sicher zu entscheiden. Indessen dürften wir uns wohl nicht wesentlich täuschen, wenn wir das Maximum dieser Phasenentwicklung um 1850 annehmen. Es scheinen sich die Küstengebiete und die zentralen Hochgebirge etwas verschieden verhalten zu haben.

Die Gletscher der Küstenzone im westlichen Norwegen zeigen nämlich um 1850 einen Phasenwechsel der Gletscherschwankung, und im zentralen Teile des Landes sind auch um 1855 ganz schwache

Anzeichen eines solchen Phasenwechsels zu erblicken. Während nun aber im westlichen Norwegen eine Phase ausgeprägten Rückganges der Gletscher folgt, die erst gegen die siebziger Jahre aufhört, scheint im zentralen Hochgebirge sich diese Phase erst gegen das Ende dieser Periode und dann auch nur ganz schwach, entwickelt zu haben. In gleicher Weise finden wir die folgende Phase des Vorrückens der Gletscher im westlichen Norwegen um 1870 scharf und markiert entwickelt. Im zentralen Teile des Landes dagegen scheint diese Phase zu wenig zum Ausdruck gekommen zu sein, um die Aufmerksamkeit der Führer auf sich zu lenken. Es ist also die Welle der Schwankung gegen das Innere des Landes, d. h. im kontinentalen Gebiet, verwischt. Die Amplitude der eben erwähnten Schwingungswelle ist also nur gering gewesen und nur in der Küstenzone ausgeprägt aufgetreten.

In den achtziger Jahren folgt dann eine sehr ausgeprägte Rückzugsperiode der Gletscher, nicht nur im westlichen Teile des Landes, sondern auch im zentralen Hochgebirge. Die Amplitude dieser Schwingungsphase ist verhältnismäßig groß, und es scheint eine kontinentale Entwicklung derselben ganz scharf hervorzutreten. Eine ganz schwache Unterbrechung der Phase um 1890, ein kleines Vorrücken der Gletscher mit bald darauf folgender Fortsetzung des Schwindens ist dagegen in der kontinentalen Region verwischt. Es macht sich dann die folgende Rückzugsphase auch im zentralen Hochgebirge sehr fühlbar.

Es zeigt sich also in Norwegen, daß nicht jede Welle der Gletscherschwankungen gleich markant auftritt, vielmehr die Tendenz zum Überspringen einer Periode besteht, derart, daß auf eine scharf ausgesprochene Welle mit markantem Rückgang und markantem Vorstoß eine verwischte Welle mit schwachem Rückgang und schwachem Vorstoß folgt.

IV.

Das Verhalten der Gletscher in den letzten 15 Jahren wollen wir durch eine Tabelle darstellen. Die Vorzeichen haben ihre allgemeine Bedeutung; + bedeutet Vorrücken und — Rückgang der Gletscher. Das Vorzeichen von einem Rechteck umgeben bezeichnet eine schwache Veränderung, von einem Ringe umgeben eine starke Veränderung; ein o bezeichnet den stationären Zustand. Es folgen in der Tabelle die folgenden Gletscher nacheinander: I Bondhusbrä, II Pytbrä (Folgefön), III Hardangerjökul, IV Boiumbrä, V Suphellebrä,

VI Mjölkevoldsbrä, VII Briksdalsbrä, VIII Aabrækkebrä (Jostedalsbrä) und endlich IX ein Gesamtbild der Gletscher in Jotunheim.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
1891			☐			—	—	—	—
92	—	—	☐			—	—	—	—
93	—	—	☐			—	—	—	—
94	—	—	?	(—)	(—)	o	o	o	—
95	—	—	?	—	—	+	+	+	—
96	—	—	?	—	—	+	+	+	—
97	—	—	o	—	—	—	—	—	—
98	—	—	o	☐	☐	—	—	—	☐+
99	—	—	☐	☐	☐	—	—	—	o
1900	☐	☐	⊖	☐+	}+	—	—	—	—
01	o	—	⊖	—		—	—	—	⊖
02	o	+	o	+	+	—	—	—	o
03	☐+	+	+	—	—	+	—	—	☐+
04	+	+	—	—	+	—	+	—	—
05	+			—	—	+	+	+	—

Es ist beim Vergleichen der Schwankungszeichen von großem Interesse, daß wir sehr oft im kontinentalen Gebiet die Periode der Schwankung verschoben sehen, und daß sehr ausgeprägt oft auch die Amplitude der Schwankung hier verwischt erscheint. Oft genügt es, nur ein beschränktes Gebiet zu studieren, um die eben erwähnte Verschiebung zu erkennen; es sei nur die Aufmerksamkeit auf die Schwankungen der Gletscher Mjölkevold (VI), Briksdal (VII) und Aabrække (VIII) in den Jahren 1903—1905 gelenkt. Selbst die Verwischung der Schwankungsamplitude können wir im beschränkten Gebiet studieren, nehmen wir nur als Beispiel die zentralen Hochgebirge, Jotunheim, im Jahresfünft 1897—1901:

	1897	1898	1899	1900	1901
Westlicher Teil	—	+	o	—	⊖
Zentraler Teil	—	o	o	—	⊖
Östlicher Teil	—	o	—	—	⊖

In einer Abhandlung, „Femten aars glaciologiske iagttagelser“, die im Frühjahr in den Verhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften zu Kristiania erscheinen wird, habe ich versucht, die verschiedenen, mehr systematischen Beobachtungen über Gletscherschwankungen zu sammeln, zusammen zu stellen und zu verwerten,

um ein Gesamtbild der Klimaschwankungen in Norwegen während der letzten fünfzehn Jahre zu erhalten. Eine kurze Übersicht der Resultate ist in der obigen Tabelle wiedergegeben.

In den letzten Jahren sind mit Unterstützung der „Norske Turistforening“ auf meinen Vorschlag und unter meiner Leitung systematische Messungen an 7 Gletschern der westlichen Küstenzone und an 25 Gletschern der zentralen Hochgebirge Jotunheim ausgeführt. Um ein Beispiel der Resultate dieser Messungen zu geben, sind in nachstehender Tabelle die Markierungen (×) und Messungen (+ Vorrücken, — Rückgang) an den Gletschern des Hochgebirges Norwegens Jotunheim während der fünf letzten Jahre angegeben:

	1901	1902	1903	1904	1905
Ringsbrä . . .	— 18,5 m *)		+ 21,5 m	— 10 m	— 8 m
Skagastølsbrä . .	×		+ 2,6 m	0 m	— 1 m
Styggedalsbrä . .	×		+ 5,4 m	— 3 m	+ 4 m
Gjertvasbrä . . .	×	+ 4,8 m	— 2,5 m	— 9,5 m	— 0,5 m
Maradalsbrä		×		+ 7,7 m	
Midtmaradalsbrä . .	×		+ 5,6 m	+ 2,7 m	+ 0,5 m
Böverbrä			×	— 1,3 m	
Sandelvbrä		×		— 4,5 m	— 5,2 m
Storbrä	— 30 m **)	×		— 27,5 m	— 6,3 m
Vetlebrä		×			+ 3,3 m
S. Illaabrä		×		+ 2,3 m	— 12,7 m
N. Illaabrä		×		— 9,7 m	— 4,7 m
Heimre Illaabrä			×	— 22,3 m	+ 5,7 m
Storjuvbrä	×	0 m	+ 2,6 m	— 5,1 m	+ 1,8 m
Styggebrä	×	+ 20 m	0 m	— 13,2 m	— 2,8 m
Sveljenaasbrä . .	×	— 15 m	— 4,8 m	— 13,6 m	— 20,6 m
Tveraabrä	×	0 m	+ 8,6 m	— 8,2 m	— 9,6 m
Heilstugubrä . . .	×	0 m	— 12,7 m	— 14 m	— 0,3 m
W. Memurubrä		×	— 5,5 m	— 5,9 m	+ 0,4 m
O. Memurubrä		×	— 8,4 m	— 14 m	— 10,9 m
Glitterbrä	×	0 m	+ 1,4 m	— 3,3 m	— 1 m
Sletmarkbrä		×		— 1,5 m	— 4,5 m
Langedalsbrä		×		— 7 m	— 3,9 m
Svartdalsbrä		×		— 17 m	— 7 m
Leirungsbrä		×			
Steindalsbrä		×			— 4,6 m

*) 1899—1901.

**) 1900—1901.

V.

Verlassen wir den gegenwärtigen Zustand der Gletscher in Jotunheim und die heute sich vollziehende, durch Messungen sorgfältig registrierte Schwankung derselben und richten wir unser Augenmerk auf die Vorzeit, so fehlt uns ganz natürlich ein direktes Mittel, um die alten Schwankungen der Gletscher festzustellen. Doch sehen wir oft



Figur 1.

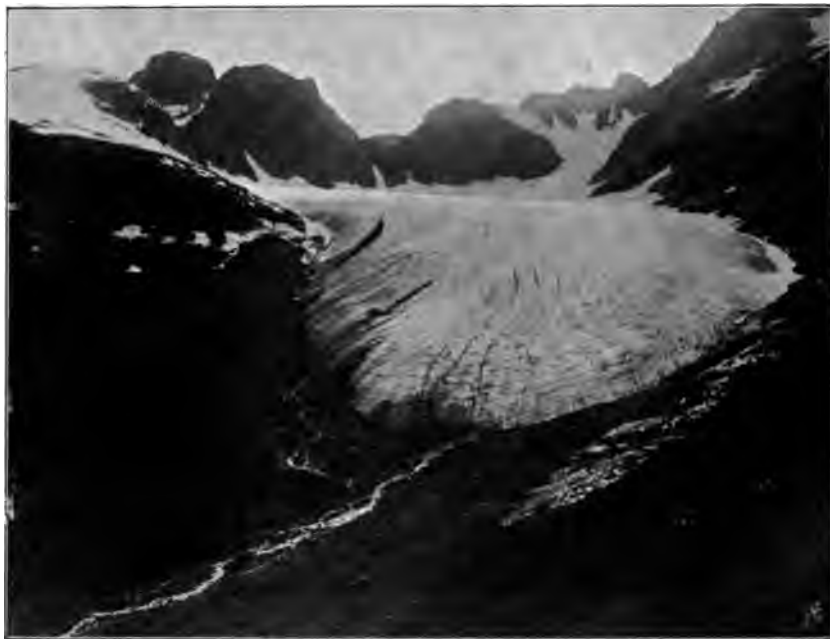
Der Grjotbrä mit Gletschersee und Endmoräne. Im Sommer 1903 aufgenommen.

eine gut entwickelte Moränenlandschaft mit halbkreisförmigen Endmoränenwällen, die in zahlreichen Reihen nach einander geordnet vor dem heutigen Gletscherende liegen. Ein Beispiel einer solchen Moränenlandschaft mit Hügeln und Rücken liefert die nächste Umgebung des Grjotbrä in der Gegend nordöstlich von Glittertind. Eine photographische Aufnahme, die im Sommer 1903 ausgeführt wurde, zeigt in der Mitte des Bildes (Fig. 1) zwischen den Bergen von links hereinragend die Gletscherzunge und unmittelbar vor dieser einen kleinen Gletschersee, der zwischen der Gletscherzunge und der umgebenden

halbkreisförmigen Endmoräne aufgestaut ist. Im Vordergrund des Bildes sind weitere Hügel und Rücken der Moränenlandschaft sichtbar.

Um womöglich eine Übersicht der Gletscherschwankungen früherer Zeit aus den hinterlassenen Moränenreihen zu gewinnen, wollen wir die Moränenlandschaft des Maradalsgletschers (Fig. 2) im westlichen Jotunheim etwas näher untersuchen.

Im August 1902 führte ich eine genauere Untersuchung der Moränenlandschaft des Maradalsgletschers durch. In unmittelbarer



Figur 2.

Maradalsbrä. Im Sommer 1904 aufgenommen.

Nähe der Gletscherzunge, die zackig aufgelöst war, fesselte zuerst die Aufmerksamkeit eine 15,5 m breite Zone ganz rezenten Ansehens mit einer Decke von Grus mit Ton, Sand und Scheuersteinen gemischt; hie und da lagen auch größere Blöcke. Hier wurde auch eine Art von toten Gletschern entdeckt; es waren das kleinere und größere Massen von Gletschereis, die meist ganz von Moränengrus bedeckt waren, doch so, daß das Eis an einigen Stellen sichtbar war. Der Moränengrus ist auch oft in unregelmäßigen Hügeln oder radialen, rückenähnlichen Bildungen angehäuft. Alles scheint ein ziemlich rasches

Zurücktreten des Gletschers anzudeuten. Dann folgt talabwärts eine Zone, die ebenfalls einen ganz rezenten Charakter aufweist und ohne jede Spur von Vegetation ist. In dieser 47 m breiten Zone können drei unregelmäßige Reihen von Moränenhügeln unterschieden werden. Dann folgt ein intraglaciales Gebiet von 40 m Breite und dann wieder eine 20 m breite Zone mit glacialen Ablagerungen in Form von Moränenhügeln, auch von ganz rezentem Aussehen. Diese Zone läuft wie ein transversaler Bogen quer über das Tal, und die zahlreichen Moränenhügel, die aus Grus mit Ton und Sand und Scheuergesteinen gemischt aufgebaut sind, erreichen nicht selten eine Höhe von 10 m. Größere Blöcke liegen auch hie und da zerstreut umher. An diese glaciale Zone schließt sich weiter talabwärts ein weiterer Gürtel von 130 m Breite; er umfaßt zahlreiche Moränenhügel von unregelmäßiger Gestalt, auch die Zwischenräume sind von ganz unregelmäßiger Begrenzung, verschiedene glaciale Formen sind hier zur Ausbildung gekommen, so Drumlinoiden, Eskerbildungen und kleine Übergangskegel, auch mehrere parallele Radialmoränen. Alles deutet auf ein ziemlich rasches Zurückweichen des Gletschers. In der Entwicklungsreihe der glacialen Ablagerungen könnte man die eben erwähnte Zone als eine intraglaciale anschauen. Fassen wir die beschriebenen Formen der glacialen Ablagerungen zusammen, so stellt sich folgende Reihe heraus, vom Gletscher aus talabwärts gerechnet:

1. Intraglacial	15,5 m	6. Glacial	47 m
2. Glacial	} 47 m	7. Intraglacial	40 m
3. Intraglacial		8. Glacial	20 m
4. Glacial		9. Intraglacial	130 m
5. Intraglacial			

Dieser Wechsel von glacialen und intraglacialen Formen und Ablagerungen setzt sich auch weiter talabwärts fort, wie folgt:

10. Glacial	} 10 m	21. Intraglacial	7 m
11. Intraglacial		22. Glacial	} 10 m
12. Glacial	} 0 m	23. Intraglacial	
13. Intraglacial		24. Glacial	} 10 m
14. Glacial	} 10 m	25. Intraglacial	
15. Intraglacial		26. Glacial	} 10 m
16. Glacial	} 2 m	27. Intraglacial	
17. Intraglacial		28. Glacial	} 10 m
18. Glacial	} 7 m	29. Intraglacial	
19. Intraglacial		30. Glacial	10 m
20. Glacial		31. Intraglacial	8 m

32. Glacial	}	8	m	62. Glacial	}	10	m
33. Intraglacial					63. Intraglacial				
34. Glacial	}	8	m	64. Glacial	}	10	m
35. Intraglacial					65. Intraglacial				
36. Glacial	}	10	m	66. Glacial	}	10	m
37. Intraglacial					67. Intraglacial				
38. Glacial	}	10	m	68. Glacial	}	10	m
39. Intraglacial					69. Intraglacial				
40. Glacial	}	10	m	70. Glacial	}	10	m
41. Intraglacial					71. Intraglacial				
42. Glacial	}	10	m	72. Glacial	}	10	m
43. Intraglacial					73. Intraglacial				
44. Glacial	}	10	m	74. Glacial	}	10	m
45. Intraglacial					75. Intraglacial				
46. Glacial	}	10	m	76. Glacial	}	10	m
47. Intraglacial					77. Intraglacial				
48. Glacial	}	10	m	78. Glacial	}	10	m
49. Intraglacial					79. Intraglacial				
50. Glacial	}	10	m	80. Glacial	}	10	m
51. Intraglacial					81. Intraglacial				
52. Glacial	}	10	m	82. Glacial	}	10	m
53. Intraglacial					83. Intraglacial				
54. Glacial	}	8,5	m	84. Glacial	}	10	m
55. Intraglacial					85. Intraglacial				
56. Glacial	}	10	m	86. Glacial	}	10	m
57. Intraglacial					87. Intraglacial				
58. Glacial	}	10	m	88. Glacial	}	21	m
59. Intraglacial					89. Intraglacial				
60. Glacial	}	10	m	90. Glacial	}	11	m
61. Intraglacial					91. Intraglacial				
					92. Glacial				30 m

Die als glacial bezeichneten Abschnitte sind durch Ablagerungen echter Moränen mit Scheuersteinen und teils zerstreuten, teils angehäuften Blöcken gekennzeichnet; die als intraglacial bezeichneten Abteilungen sind dagegen teils durch Ablagerungen echter Grundmoräne, teils durch Anhäufungen fluvioglacialer Absätze charakterisiert.

Wir sahen oben bei der Schilderung der ersten Zonen, daß die verschiedenen Ablagerungen nicht gleichmäßig, sondern sehr unregelmäßig abgesetzt wurden; und auch die folgenden Reihen geben uns

Beispiele solcher ungleichmäßiger Anhäufungen von glaciale Moränenschutt und fluvioglacialem Material verschiedener Art. Wir wollen nur als Moränenrücken ungewöhnlicher Höhe No. 30 und No. 70 nennen, der erstere 7 m, der zweite 4 m hoch. Ein ganz besonderes Interesse knüpft sich an No. 13, 43 und 47; in diesen Fällen fehlen die intraglacialen Ablagerungen: die Moränenrücken 12 und 14, 42 und 44, 46 und 48 Meter treten fast ohne Zwischenraum auf, d. h. es ist eine glaciale Stauung eingetreten und die dazwischen liegenden Absätze sind derart zerstört worden, daß es unmöglich ist, direkt zu entscheiden, ob eine einzelne Stufe oder mehrere Stufen verwischt worden sind.

Gleichfalls sei die Aufmerksamkeit auf No. 9 gelenkt. Ohne Zweifel liegt hier ein Gebiet vor, wo nicht allein Akkumulation, sondern auch Erosion mehrmals stattgefunden hat.

Sehen wir auch sehr bald, daß die zweiundneunzig Phasen der Gletscherschwankung, die durch die sechsundvierzig gemessenen und aufgenommenen Moränen angedeutet sind, nicht gleichförmig verlaufen sind, und ist es auch noch nicht gelungen, den Verlauf dieser Gletscherschwankungen näher festzustellen, so spiegelt sich doch in der Reihe dieser sechsundvierzig Moränen eine gewisse Periodizität deutlich ab. Eine genaue Kartierung und Messung der Moränen und Vergleichung derselben an mehreren Gletschern ist der Weg, den man einschlagen muß, um eine genauere Übersicht der Gletscherschwankungen vergangener Zeiten zu erreichen. Es ist eine solche Messung an mehreren Gletschern in Jotunheim versucht worden, ohne daß es bisher möglich gewesen wäre, allgemeinere Resultate zu erlangen. Wir hoffen indessen, daß weitere systematische Untersuchungen auch in dieser Richtung sich ergebnisvoll erweisen werden.

VI.

Wir wollen unsere Aufmerksamkeit noch einmal auf die obige Reihe der Messungen lenken, und zwar No. 88 und No. 92 ins Auge fassen. Die letzte dieser Moränen, die sich als Rücken oft von 8—10 m Höhe, eine für diese Gegend sehr ungewöhnliche Höhe, darstellt und aus Schutt, gekritzten Gesteinen und großen Blöcken aufgebaut wird, ist die äußerste Grenze eines besonderen Gletscherstandes in Jotunheim. Außerhalb dieser Grenze tritt eine alte Vegetation auf, reich an verschiedenen Arten *Salix* und durch ein reiches Vorkommen von *Alchemilla alpina* L. und *Pinguicula vulgaris* L. gekennzeichnet. Verschiedene Arten von *Salix* und die eben erwähnten Arten *Alchemilla* und *Pinguicula* haben auch zusammen mit dem sehr zahlreich vorkommenden

Ranunculus glacialis L. das Gebiet zwischen der äußersten Endmoräne und dem Rücken No. 88 eingenommen. Ein ganz gleiches Verhalten ist bei mehreren Gletschern in Jotunheim zu beobachten. Die oben beschriebene äußerste Endmoräne hat sehr wechselnde Höhe, und sie bildet an einigen Stellen ein ausgeprägtes Blockmeer; sie verläuft halbkreisförmig quer über das Tal. Die zweite große Endmoräne, No. 88, zeigt ein gleiches Verhalten, ist aber nicht von so ungewöhnlicher Größe und Lage wie die erstere. Die jüngsten Stufen sind mehr und mehr von rezentem Aussehen, und die Vegetation weist einen mehr und mehr rezenten Charakter auf, je mehr man sich dem Gletscher nähert. Der Gletscher hat bei der Bildung der äußersten Endmoräne eine alte Vegetation zerstört, eine Muldecke von 2—3 dm Mächtigkeit unter Moränenschutt begraben und ältere Moränenablagerungen erodiert. Es liegt außerhalb des Rahmens dieser Abhandlung, das Alter dieser Moränenstufen näher zu diskutieren. Nur auf die Tatsache, daß hier eine Doppelmoräne auftritt, wollen wir unsere Aufmerksamkeit lenken. In der obigen Messungstabelle sahen wir in der Tat mehrere Anzeichen solcher Doppelstufen.

Kehren wir zur gegenwärtigen Klimaschwankung zurück, wie wir sie oben ganz kurz kennen gelernt haben. Es zeigte sich mit Sicherheit, daß die 35 jährige Periode eine Tendenz hat, sich in zwei Unterabteilungen von ungefähr gleichem Wert aufzulösen, und früher wurde hervorgehoben, daß auch eine Tendenz zum Überspringen einer Periode besteht. Indessen hebt sich auch ganz deutlich eine Periode von vier 35-jährigen heraus. In dieser Weise wird, um nur ein Beispiel zu nennen, eine ungezwungene Erklärung der „Grünjahre“ des achtzehnten Jahrhunderts gegeben. Es wird dann auch klar, daß es kein Zufall ist, daß die geschichtlichen Überlieferungen aus dem dreizehnten und vierzehnten Jahrhundert dem Zustand der Gletscherschwankung im achtzehnten und neunzehnten Jahrhundert entsprechen.

Wir haben also in den Klimaschwankungen Doppelperioden erkannt, und in der Moränenlandschaft sahen wir Doppelmoränen. Es entsteht nun die Frage, ob nicht diese zwei Phänomene nur ein verschiedener Ausdruck derselben Regelmäßigkeit in den Schwankungen des Klimas und der Gletscher sind. Bei einer früheren Gelegenheit ¹⁾ lenkte ich die Aufmerksamkeit auf die Analogie dieser Phänomene und bezeichnete diese Eigentümlichkeit als *Dichotomie*, d. h. Dichotomie der Klimaschwankungen und Dichotomie der Endmoränenbildungen.

¹⁾ Christiania Vid.-Selsk. Forh. 1904, Nr. 10, S. 5, 7.

Sehr schöne Beispiele der letzteren, der Dichotomie der Moränenbildungen, sind in mehreren Gletschergebieten Norwegens zu sehen, und zwar an den Oscillationsmoränen; die Recessionsmoränen sind dagegen durch Monotomie charakterisiert. Um nur ein Beispiel zu nennen, wollen wir das quartäre Glacialgebiet am inneren Ende des Kristianiafjords etwas näher betrachten. Gehen wir von der „Ra-Stufe“ im südlichen Norwegen aus, so müssen wir, um den großen Binnensee Mjösen im Inneren des Landes zu erreichen, drei große Doppelmoränen überschreiten, erstens die „Aas-Stufe“, dann die „Aker-Stufe“ und zuletzt die „limnoglaciale Stufe“; an dieser letzten Stelle aber hatte man früher auch die aphane „Romerik-Stufe“, die sich gleichfalls durch Dichotomie charakterisierte.

Blicken wir vorwärts und hoffen wir, daß die Zukunft unsere Fragen beantworten werde.

Kleinere Mitteilungen.

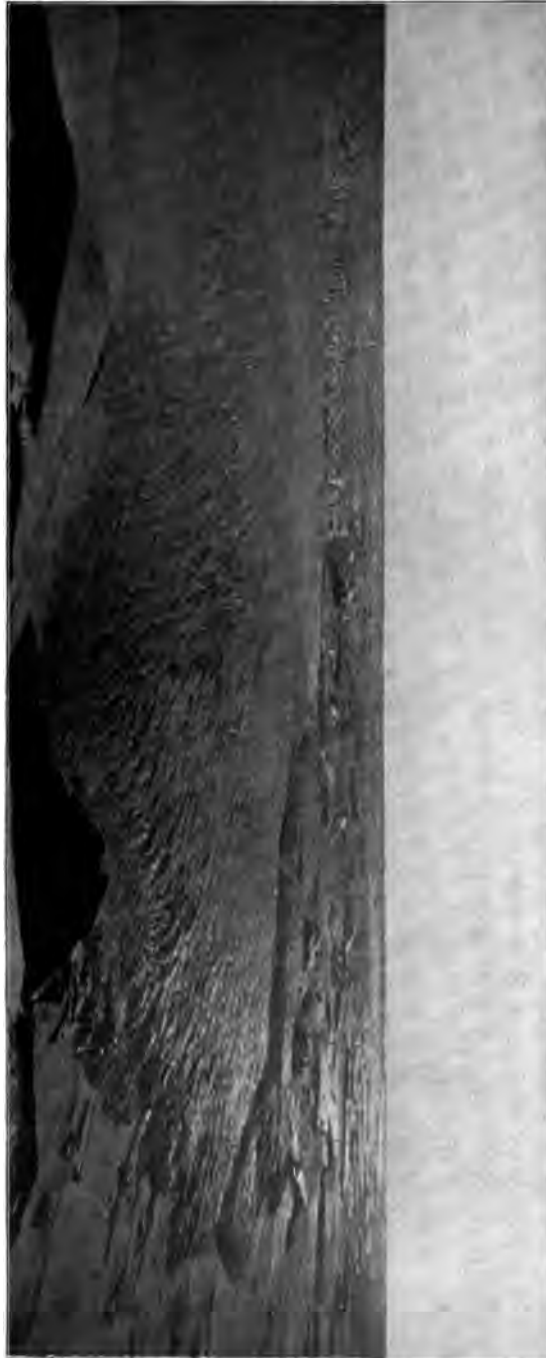
Die Bewegung des antarktischen Inlandeises. Zu den wesentlichsten Unterschieden in den Eisformationen der beiden Polargebiete gehört die Form der Eisberge, die insofern auch von weiterer Bedeutung ist, als sie Schlüsse auf die verschiedenartigen Formen des Untergrundes gestattet, auf welchen Inlandeis in beiden liegt, sowie auf die Geschwindigkeiten und Geschwindigkeitsdifferenzierungen, mit welchen es strömt. Die originale Form der antarktischen Eisberge ist, wie bekannt, die einer aufrecht schwimmenden, steilwandig umgrenzten Tafel von 30—40, bisweilen wohl auch 50 m Höhe über dem Meeresspiegel und dem 6—7 fachen Betrage darunter, während Länge und Breite bedeutende Dimensionen annehmen können. Die ausgedehntesten Eisberge, welche die Gauß-Expedition getroffen hat, hatten freilich nicht die Tafelform, sondern die für die Antarktis ebenso charakteristische Gestalt des Blauaises. Tafeln von ca. 1000 m Länge werden schon zu den größten gehören, während die zu den runden Formen des Blauaises umgestalteten Berge viele Kilometer Länge erreichen können.

Die einfachen Formen der antarktischen Eisberge im Gegensatz zu den komplizierten Gestalten der nordischen sind eine Folge der gleichmäßigen Züge des Südpolarkontinents. Das Einengen zwischen Felsen, wie es bei den Eisfjorden Grönlands vorhanden ist, ehe das Inlandeis in ihnen das Meer erreicht, bedingt die großen Geschwindigkeiten bis zu 18 m in 24 Stunden, mit welchen die Eisströme Grönlands enden, sowie die starken Geschwindigkeitsdifferenzen

im Längs- und Querschnitt dieser Ströme. Hierauf beruht ihre starke Zerklüftung und damit die Unregelmäßigkeit der Eisbergformen in Grönland. In der Antarktis scheinen ähnliche Verhältnisse im Viktoria-Lande vorzuliegen, wo die englische Südpolar-Expedition gewelt hat; doch ist bisher nicht mit Sicherheit bekannt geworden, ob im Inlandeise dort ähnlich große Geschwindigkeiten herrschen, wie in Grönland. Im Kaiser Wilhelm II.-Lande, vor dessen offener Küste die deutsche Südpolar-Expedition unter $66^{\circ} 2' 9''$ südl. Breite und $89^{\circ} 38'$ östl. Länge v. Gr. ihre Winterstation hatte, ist die Geschwindigkeit des Inlandeises geringer und vor allem gleichmäßig innerhalb weiter Strecken seiner Randgebiete im Meer.

Zur Messung der dortigen Bewegungsverhältnisse hatte die deutsche Südpolar-Expedition auf der Oberfläche des Inlandeises an der Westseite des Gaußbergs ein Dreiecksnetz gelegt und mit einer Zwischenzeit von 5 Monaten auf ihren Schlittenreisen im Herbst (27. April bis 10. Mai 1902) und im Frühjahr (25. September bis 9. Oktober 1902) zweimal vermessen. Das Netz wurde mit der von 4 Basislinien aus trigonometrisch und photogrammetrisch durchgeführten Kartierung des Gaußberges verbunden, deren trigonometrische Punkte zugleich die Fixpunkte für die Festlegung der Verschiebungen der beweglichen Punkte auf dem Inlandeise waren. Das Dreiecksnetz umfaßte 15 Punkte, welche durch 51 Visierstrahlen mit einander verbunden sind, sodaß eine größere Zahl von überschüssigen Stücken vorhanden ist und eine exakte Ausgleichung erfolgen konnte. Ein 16. Eispunkt wurde durch Vorwärtsschnitt hinzugefügt.

Die Ergebnisse dieser Arbeiten sind nun ermittelt worden und werden demnächst mit ausführlicher Begründung veröffentlicht werden. Hier sei vorläufig mitgeteilt, daß die Geschwindigkeiten am Steilrand des Inlandeises im Meer etwa 50 m in 5 Monaten betragen, also etwa $\frac{1}{3}$ m pro Tag gegenüber 18 m pro Tag am vorderen Steilrand des Großen Karajak-Eisstromes in dem gleichnamigen Fjord Grönlands. In der unmittelbaren Nähe des Gaußbergs ist die Geschwindigkeit geringer; auch nimmt sie vom Steilrand aus in der Bewegungsrichtung aufwärts, also nach Süden hin ab, doch ist auch diese Abnahme der täglichen Geschwindigkeit viel schwächer als in Grönland, nämlich für eine Strecke von 2 Kilometer nur um 4 cm, also etwa um den achten Teil der Geschwindigkeit des Steilrands, in Grönland dagegen um 4 m, also etwa um den vierten Teil. Sowohl die Geschwindigkeiten, wie die Geschwindigkeitsdifferenzierungen sind in der Antarktis also erheblich kleiner; das liegt zum Teil an den Unterschieden der Mächtigkeit, welche am Ende des Großen Karajak 600—700 m beträgt, am Steilrand des antarktischen Inlandeises westlich vom Gaußberg dagegen nur 200—250 m. Zum wesentlichen Teil liegt der Unterschied aber daran, daß



H. Gazer phot.

Form und Eisbergbildung des antarktischen Inlandeises westlich vom Gauberg.

das antarktische Inlandeis nicht als Eisstrom zwischen Felsformen, sondern mit weithin gleichmäßigen Flächen endigt.

Die augenfälligste Folge dieser Unterschiede ist die regelmäßige Tafelform der antarktischen Eisberge, deren Loslösung unser Bild (rechts in der Mitte) zeigt, gegenüber der komplizierten Gestalt der nordischen. Man sieht auf dem Bilde, daß die Eisberge ohne Änderungen der Lage und Form, die sie im Zusammenhang mit dem Inlandeis hatten, noch in unmittelbarer Nähe von dessen Steilrand liegen, von dem sie sich abgetrennt haben. Auch ihre Höhe übertrifft die des Steilrandes nicht, woraus man schließen darf, daß sie bei der Abtrennung nicht emporgetaucht sind, und daß der Inlandeisrand, von dem sie entstanden, vor der Abtrennung nicht niedergedrückt war, wöber früher vielfach Zweifel bestanden haben. Aus der Lage des Eisfußes, jener Ansätze von Meereis, die aus dem Schwanken von Ebbe und Flut an festliegenden Land- oder Eismassen entstehen, kann man ferner schließen, daß die Eisberge schwimmen, das Inlandeis aber auf dem Boden liegt. Hieraus folgt wieder, daß die Abtrennung der Eisberge gerade dort erfolgt, wo das Meer so tief ist, daß das vorströmende Inlandeis darin den Boden verliert.

Für den Mechanismus der Eisbewegung wird man aus der Geschwindigkeitsverteilung im antarktischen Inlandeis westlich vom Gaußberg ähnliche Schlüsse ziehen können, wie aus der im Großen Karajak-Eisstrom. Hier führte mich die Erwägung, daß die gemessene Zunahme der Geschwindigkeitssummen innerhalb der Querschnitte der Oberfläche gegen das Ende hin die Kontinuität des Eisstromes aufheben müsse, falls die oberen Eislagen über die unteren hinwegströmen, zu dem Ergebnis, daß vielmehr die unteren unter den oberen fortgepreßt werden und daß die sichtbare Bewegung einer Gletscheroberfläche auf diesen letzteren Tiefenbewegungen beruht. Das Verhalten der starren Randgebiete, welche im Laufe des Winters in Grönland an der Oberfläche keine horizontale Verschiebung, sondern nur ein langsames passives Aufquellen zeigten, wie auch die Verdichtung der Bänderungen von der Oberfläche des Eises zum Boden hin führte zu dem gleichen Schlusse.

Eine Bestätigung desselben fand ich in der Antarktis in der häufigen Beobachtung, daß das Meereis unter dem Druck der darauf niederfallenden Schneemassen in den unteren Lagen auseinanderquillt, wie man z. B. bei zylindrischen Löchern beobachten konnte, die bald zu konischen umgestaltet wurden, oder auch an den Eisverschiebungen unter das Schiff, die von neben demselben mit Schnee belasteten Schollen ausgingen. Auch die Bewegungsverhältnisse des antarktischen Inlandeises dürften nur bei der Annahme von Tiefenbewegungen unter den Oberflächenlagen fort verständlich sein. Sie sind weniger stark und weniger differenziert, als in den

Eisströmen Grönlands, liegen aber im gleichen Sinne, sodaß gerade die unterschiedliche Ausbildung gleicher Vorgänge eine weitere Klärung des Problems herbeiführen kann, die an anderer Stelle demnächst versucht werden soll.

Berlin.

Erich von Drygalski.

Structure rubanée du glacier. Dans la conférence de Septembre 1905 au glacier de Forno, notre président, H. F. Reid, a réuni un grand nombre de bons arguments pour prouver l'origine de la structure rubanée de la glace du glacier, cherchée dans la stratification du névé. La question n'est cependant pas jugée; car, ailleurs, dans d'autres circonstances, dans d'autres glaciers, la structure rubanée n'a certainement pas cette origine.

Nulle part la structure rubanée, bandes bleues alternant avec bandes blanches, n'est plus belle que dans la Coquille du glacier du Rhône, évase-ment terminal au pied de la cataracte; nulle part, d'après mes souvenirs, elle n'est plus évidente que dans la grotte creusée vers 1870 dans la partie de droite du front de ce glacier, ou dans celle creusée vers 1880 dans la partie gauche; on peut la donner comme type de la *Blaublätterstruktur (blue Bands)*. Cette structure lamellaire est apparente dans toute la masse de la coquille; elle était, quand je l'ai étudiée, visible sous le glacier, aussi loin qu'on pouvait y pénétrer en rampant sur la moraine de fond, visible sur les parois de la porte du torrent glaciaire qui est la source principale du Rhône, visible dans la galerie creusée par le Muttbach, quand ce torrent passait sous le glacier, visible enfin sur toute la surface du glacier inférieur où la structure se montre par la saillie des lames bleues, moins attaquées par l'ablation.

Or dans ce cas, il ne paraît pas que la structure puisse être la conséquence de la stratification des couches superposées du névé. Il y a en effet interruption presque complète de continuité entre ces deux régions, le névé et la coquille. En passant par la cataracte de la Saas, le glacier s'amincit beaucoup, la lame de glace qui joint encore la coquille au glacier supérieur, lame qui sera peut-être bientôt rompue, si la décrue du glacier continue encore pendant quelques années, est trop peu épaisse pour que la stratification du névé puisse rester apparente après un tel étirement du corps du glacier, réapparaître aussi brillante qu'est la structure rubanée dans la masse entière du tas de glace amoncelée au pied de la cataracte.

Je dis que cette lame de glace est peu épaisse. Cela résulte des faits constatés dans l'été de 1900¹⁾; je les résume ici. Le 21 juillet apparut l'ouverture spontanée d'une fenêtre traversant toute la glace, au milieu de la

¹⁾ Voir: XXI^{er} rapport sur les variations périodiques des glaciers. Annuaire du Club alpin Suisse, XXXVI, p. 182. Berne 1901.

cataracte, plus exactement dans le tiers droit de la chute, aux deux tiers de sa hauteur; la voûte de la galerie du torrent s'était effondrée; à travers la fenêtre on voyait les flots gris du Rhône sous-glaciaire cascader sur les rochers de la muraille du fond; au bout d'une quinzaine de jours le torrent trouva une autre voie, et les rochers apparurent à sec. Le 25 août à 8 heures du soir, la partie de glace qui séparait la fenêtre de la rive droite de la cataracte s'éboula en une avalanche, tellement que ce qui était un trou, s'est transformé en une échancrure; pendant des mois, le glacier du Rhône a donc été, sur un tiers de sa largeur, au milieu de la cataracte, coupé en deux tronçons: le glacier supérieur ayant un front en haut de l'échancrure, et la coquille se présentant comme un glacier inférieur remanié. Cette division n'a été que temporaire; au printemps de 1901 l'échancrure était de nouveau comblée. L'échancrure d'août 1900 a été mesurée par M. l'Ingénieur Léon Held qui avait assisté à la chute de l'avalanche; il l'a évaluée à 100 m de longueur, 130 m de largeur; la glace avait une épaisseur moyenne de 4 m.

Une épaisseur moyenne de quatre mètres seulement! Admettons que cette épaisseur puisse s'élever à cinq mètres, à dix mètres, dans l'axe médian de la cataracte. C'est bien peu de chose. C'est la réduction à l'état de pédoncule mince d'une masse énorme en amont, — le glacier supérieur doit mesurer au moins deux cents mètres d'épaisseur — pédoncule élargi, qui se reformera lui-même en un cône de glace en régélation, de cent ou deux cents mètres d'épaisseur, à la partie supérieure de la coquille.

Il semble impossible que les traces de la stratification régulière du névé, après avoir traversé un pareil étranglement, où la glace a subi d'abord une distension, un étirement, un allongement, puis, après, s'est reconstituée en une masse puissante, par amoncellement, entassement, soudure, régélation, il semble impossible, dis-je, que la stratification du névé, si elle existait encore en amont de la cataracte, se retrouve partout et toujours, dans toute la coquille, aussi évidente, aussi brillante que nous l'y avons constatée.

A mon avis, la structure en bandes bleues de la coquille du glacier du Rhône ne peut être due à la stratification du névé.

M o r g e s.

F. A. F o r e l.

Ein Gletscher am Erdschias-Dagh (Argaeus) in Kleinasien. Der höchste Berg Kleinasien, der erloschene Vulkankegel des Erdschias-Dagh (Argaeus des Altertums), der sich südlich der Stadt Kaisarieh über das Plateau des inneren Anatolien erhebt, ist im Jahre 1902 von zwei österreichischen Zoologen, Dr. A. P e n t h e r und Dr. E. Z e d e r b a u e r, im Auftrage des Wiener Naturwissenschaftlichen Orientvereins, während mehrerer Sommermonate bereist worden. Obwohl die Hauptziele der Untersuchung zoologische waren,

brachte doch die Expedition wertvolles topographisches Material heim, das von J. T s c h a m l e r zum ersten Male zu einer genaueren topographischen Karte des Berges in 1:80 000 verarbeitet wurde, die dem Reiseberichte beigegeben ist (P e n t h e r, Eine Reise in das Gebiet des Erdschias-Dagh, Abhandl. der k. k. geogr. Gesellsch. in Wien, VI, 1905, Nr. 1). Die Höhe des Gipfels wurde zu 3830 m ü. M. (2766 über Kaisarieh) bestimmt. Leider scheint es den beiden Forschern an geologischer und morphologischer Schulung gefehlt zu haben, sodaß wir in dieser Beziehung nicht viel aus ihrem Bericht entnehmen können. Namentlich entbehrt die nur vermutungsweise geäußerte Auffassung, daß die in größerer Zahl dem Berge aufsitzenden, bisher für parasitäre Vulkane angesehenen Hügel „Rückzugsmoränen“ der Eiszeit seien, einer sicheren Begründung; an anderer Stelle wird das Fehlen von Gletscherschliffen und Rundhöckern hervorgehoben. Ebenso muß die glaciale Entstehung des kleinen, 2229 m hoch gelegenen „gelben Sees“ (Sarygöl) dahin gestellt bleiben. Auch die Bezeichnung der großen zirkusförmigen Nischen, die in den Gipfel von Nordwesten, Norden und Osten eingreifen, als „Krater“ ruft, übrigens bei den Autoren selbst, Zweifel hervor; der Gedanke, daß es sich um die bekannten Erosionsformen der Firnmulden handelt, liegt um so näher, als sie noch heute ansehnliche Firnfelder enthalten. Auch die Südseite trägt noch im Sommer Schnee, der also wohl als Firn zu bezeichnen ist. Die ziemlich ausgedehnte Firnbedeckung des Erdschias war bereits von früheren Reisenden festgestellt worden. Dagegen herrschte über das Vorhandensein von Gletschern Zweifel; alle früheren Reisenden sind von der Südseite aufgestiegen und haben in die „Krater“ nur von oben hineingebllickt. H a m i l t o n (1842) spricht von mehreren „glaciers“; doch bleibt es zweifelhaft, ob damit nicht Firnfelder gemeint seien. Jedenfalls war damals mehr Schnee vorhanden als 1902. T s c h i h a t s c h e f f (1867, die Reisen fanden in den vierziger Jahren statt) schließt aus der blauen Farbe im Firn auf das Vorhandensein dreier kleiner Gletscher; T o z e r (1881) leugnet dagegen bestimmt das Vorhandensein von Gletschern.

Es gelang nun den beiden Forschern — und das ist eines ihrer wichtigsten geographischen Ergebnisse — in der nordwestlichen Firnmulde einen kleinen Gletscher zu entdecken, den Z e d e r b a u e r Ende Juli näher untersuchte und durch Photographien zur Anschauung bringt. Die Mulde, in welcher der Gletscher liegt, ist nach Nordwesten offen, im Osten, Süden und Westen von hohen Wänden umgeben, die im Südosten zum höchsten Gipfel aufsteigen. Auf der Ost- und Südseite der Mulde sind die Wände von Schnee bedeckt. Die Gletscherzunge ist 700 m lang; ein Teil bricht mit einer 15 m hohen Eiswand ab, ein anderer Teil endet mit einer 100 m (!) hohen Stirn- moräne. Die Seitenmoränen sind nicht besonders mächtig; Blöcke und Gletscher-

tische liegen auf der Zunge; Gletschermühlen, Spalten, ein Gletschertor sind vorhanden. Geröllmassen unterhalb des Gletschers werden als Zeichen eines Rückzuges des Eises gedeutet.

Da das Eisende bei 3100 m liegt, dürfte die Firngrenze als arithmetisches Mittel zwischen Ende und höchstem Gipfel — eine andere Berechnung erlaubt die Karte nicht — am Nordwestabhang des Erdschias bei ungefähr 3500 m liegen. Damit stimmt der Bericht über die Gipfelersteigung überein, worin ein 3625 m hoher Nebengipfel wegen seines vielen Schnees mit dem Namen Kartepe (Schneeberg) belegt wird. Hierdurch ist zum erstenmal eine annähernde Bestimmung der Schneegrenze in diesem Teil Asiens gegeben. Der nächste bekannte Firnberg ist der Ararat auf annähernd derselben geographischen Breite, 800 km weiter östlich; hier schwanken die Angaben über die Schneegrenze am Nordabhang zwischen 4100 und 4400 m. Daß am Ararat die Schneegrenze höher liegt als am Argæus, entspricht der kontinentaleren Lage des ersteren. Im ungefähr ebenso weit entfernten, aber nördlicher gelegenen, westlichen Kaukasus liegt die Schneegrenze (nach Heß) bei 2900 m auf dem Südabhang, bei 3300 m auf dem trockneren Nordabhang. Letztere Zahl stimmt mit dem Wert für den Argæus gut überein. Nach Süden müssen wir bis zu den Riesenvulkanen Äquatorialafrikas gehen, um in die Firnregion aufragende Berge zu treffen. Im Westen finden wir solche weder im westlichen Kleinasien, noch in der Balkanhalbinsel, obwohl doch der griechische Olymp und der Mussalla sich bis 3000 m erheben und das Klima niederschlagsreicher, die geographische Lage nördlicher ist, als beim Erdschias. Auffallend sind dagegen die bedeutenden Schneemassen, die sich auch an den niedrigeren griechischen und westkleinasiatischen Bergen von 2000 bis 2500 m Höhe bis in den Hochsommer hinein halten. Es scheint, als ob die theoretische Schneegrenze in der Umgebung des Ägæischen Meeres in der Atmosphäre nicht sehr viel über 2500 m läge, jedesmal über Gebirgsmassen größerer Höhe sich aber nach oben wölbe, sodaß sie tatsächlich nicht erreicht wird.

Spuren der eiszeitlichen Vergletscherung dürften wohl am Erdschias Dagh nicht fehlen, nachdem sie am niederschlagsreichen Nordabhang des Mysischen Olymp bei Brussa von mir nachgewiesen sind (Gipfel ca. 2500 m, Boden der Kare ca. 2200 m). In den anderen, über 2000 m bis 2500 m aufragenden Gebirgen des westlichen Kleinasien habe ich sie allerdings nirgends mit Sicherheit feststellen können; alle diese Erhebungen befinden sich ja auch in trocknerem Klima, als der Mysische Olymp. Das trifft noch mehr für den Erdschias zu, sodaß dort die glacialen Formen jedenfalls bedeutend höher liegen werden, als bei Brussa.

Bern.

A. Philippson.

Wissenschaftliche Untersuchungen über die Eisbedeckung der Dolomiten.

In den Sommern 1904 und 1905 wurden von Dr. F. C. S c h u l z - Erlangen Beobachtungen an den zahlreichen kleinen Gletschern vorgenommen, die sich zum Teile auf österreichischem, zum Teile auf italienischem Gebiete in den Hochgebirgsgruppen der Dolomiten finden, und die in wissenschaftlicher Hinsicht noch sehr wenig erforscht sind. Namentlich wurden die Gletscher der Marmolata und des Cristallo eingehend untersucht. Die Studien, welche sich auf die gesamten südlichen Kalkalpen östlich des Etschdurchbruchtales ausdehnen werden, sind noch nicht abgeschlossen. Einen vorläufigen Bericht darüber mitzuteilen schien bisher aus verschiedenen Gründen untunlich. Die Veröffentlichung wird erst erfolgen, sobald die Bewegungen der gelegten Steinlinien und die Veränderungen an den sonstigen Marken ziffermäßig festgelegt sind, was voraussichtlich im Sommer 1906 geschehen wird. Hier sei nur erwähnt, daß nach den seitherigen Beobachtungen die Dolomitengletscher ein im einzelnen sehr wechselndes, dem der nördlichen Alpen oft gar nicht analoges Verhalten zeigen.¹⁾

Eine neue Fundstelle von Pflanzen der Interglacialen Höttinger Breccie bei Innsbruck. Die viel genannten Pflanzen der Höttinger Breccie finden sich bekanntlich nur an einer Stelle in dieser Ablagerung. Dieselbe liegt im sogenannten Höttinger Graben, nördlich von Innsbruck, in ungefähr 1100 m Meereshöhe. Die Breccie selbst hat in der Umgebung von Innsbruck eine ziemlich bedeutende Ausdehnung. Sie bedeckt einen großen Teil des Gehänges der Karwendelkette im Norden der Stadt und reicht bis auf etwa 100 m über der Talsohle herab. Auf der Terrasse oberhalb Weiherburg liegen Steinbrüche in der Breccie. Am auffallendsten und bekanntesten ist der große Mayr'sche Steinbruch unterhalb der Hungerburg (Maria Brunn). Nirgends, außer am oben genannten Punkte, wurden bisher Pflanzenspuren in der Breccie gefunden; nur im Mayr'schen Steinbruch führen einzelne feinkörnige Zwischenlagen Abdrücke von *Pinus*-Nadeln.

Beim Bau des neuen Hotels Maria Brunn an Stelle der Hungerburg wurde ein neuer Steinbruch auf der Terrasse unweit des Neubaus eröffnet und in diesem Steinbruch gelang es dem Diener des mineralogischen Universitäts-Instituts R u p e r t B ä r Blatt-Abdrücke aufzufinden. Er hat eine große Zahl von Stücken gesammelt und wäre bereit sie an Interessenten abzugeben. Die vom geologischen Institute erworbenen Stücke zeigen einzelne recht gute, wenn auch nicht sicher bestimmbare Blattabdrücke. Die wichtigsten Formen der ersten Fundstelle (*Rhododendron ponticum*, *Acer* etc.) sind nicht darunter. Die Stelle verdiente eine größere Aufmerksamkeit der Phytopalaeontologen.

B l a a s.

¹⁾ Mitteilungen des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins 1906, Nr. 5, S. 61.

Rapport sur les variations des Glaciers, 1905: Alpes Suisses. Sur le même plan que les années précédentes, nous donnons le tableau général des variations des glaciers des Alpes Suisses mesurés en 1905 par les agents des Services cantonaux des Eaux et Forêts et par quelques naturalistes.

Nombre de glaciers

	En crue certaine	En crue douteuse	Stations	En décrue douteuse	En décrue certaine	Non observés	Total en observations
1897	4	8	6	10	36	15	79
1898	5	7	6	7	45	14	84
1899	1	9	0	19	44	20	93
1900	1	6	0	14	61	11	93
1901	1	0	0	13	68	12	94
1902	0	13	12	5	48	17	95
1903	3	12	6	8	29	32	90
1904	0	5	4	20	44	17	90
1905	0	3	3	2	41	41	90
1905							
Bassin du Rhône	0	0	3	0	13	22	38
„ de l'Aar	0	0	0	1	6	5	12
„ de la Reuss	0	0	0	0	7	2	9
„ de la Linth	0	0	0	0	0	2	2
„ du Rhin	0	2	0	0	4	9	15
„ de l'Inn	0	1	0	0	3	—	4
„ de l'Adda	0	0	0	0	2	—	2
„ du Tessin	0	0	0	1	6	1	8

Aucun glacier parmi ceux qui ont été mesurés en 1905 n'a montré de crue certaine.

Trois sont en crue douteuse: Le Piz Sol et le Sardona, du bassin du Rhin, ont des crues insignifiantes de quelques décimètres, attribuées par l'observateur à l'insuffisance de l'ablation. Le Picuogl, du bassin de l'Inn, a fourni cette année une crue de 3 m; mais les allures capricieuses des mensurations des années précédentes sont inexplicables et l'état de crue doit être considéré comme douteux.

L'ensemble des glaciers des Alpes Suisses est actuellement en phase de décrue.

Morges et Lausanne.

F. A. Forel. E. Muret.

Literaturbericht.

Hans Hess: Die Gletscher. Mit 8 Vollbildern, zahlreichen Abbildungen im Text und 4 Karten. Braunschweig, F. Vieweg u. Sohn, 1904. 426 S. 80.

Seit dem Erscheinen des Handbuchs der Gletscherkunde von Albert Heim (1885) hat die Gletscherforschung gewaltige Fortschritte gemacht. Es mußte daher eine neue Zusammenfassung unseres Wissens von den Gletschern als eine wichtige und dankenswerte Aufgabe erscheinen. Der Verfasser unterzog sich derselben und so entstand das vorliegende Werk, dessen Erscheinen zwar schon 2 Jahre zurückliegt, auf das wir aber gleichwohl gerade im ersten Heft der neuen Zeitschrift für Gletscherkunde die Aufmerksamkeit lenken wollen. In der Tat konnte nicht leicht ein kompetenterer Bearbeiter für eine Gletscherkunde gefunden werden als Hess, der durch seine während vieler Jahre gemeinsam mit A. Blümcke und S. Finsterwald er ausgeführten schönen Untersuchungen an den Gletschern des Oetztals selbst sehr erheblich zur Förderung der Wissenschaft von den Gletschern beigetragen hat. So war der Verfasser befähigt, den neuesten Problemen mit der Kritik entgegenzutreten, wie sie nur einer eigenen reichen Erfahrung entspringt. Die gewaltige wissenschaftliche Literatur über Gletscher ist in bewunderungswürdiger Weise benutzt. Mit ihrer Hilfe, unterstützt durch eigene Erfahrung, gelingt es dem Verf. ein treffliches Bild des gegenwärtigen Standes der Gletscherkunde zu entwerfen.

In der Anlage unterscheidet sich das Werk scharf vom Heim'schen. Geht Heim als Geologe von der Erscheinung der Gletscher in der Natur aus, um später erst zur Erklärung ihres Verhaltens die physikalischen Eigenschaften des Eises heranzuziehen, so verfährt Hess als Physiker gerade umgekehrt, indem er eine Erörterung der mineralogischen und physikalischen Eigenschaften des Eises voran stellt (Kap. 1). Der Reihe nach werden hierauf behandelt 2) Klima der Gletschergebiete (Hochgebirgsregion, Polarregion, Klimaschwankungen), 3) Formen der Gletscher (alpiner Typus und Typus des Inlandeises, Firngrenze und deren Bestimmung), 4) Verbreitung und Dimensionen der Gletscher, 5) die Tatsachen der Gletscherbewegung, 6) Spalten und Struktur, 7) unter dem Titel „Eis und Fels“ die Moränen und Gletscherbachablagerungen, sowie die abtragende Wirkung der Gletscher, 8) Schmelzen der Gletscher, 9) Gletscherschwankungen (Jahresperiode, langperiodische Änderungen), 10) Theorie der Gletscherbewegung, endlich 11) die Eiszeit.

Die Darstellung ist klar und präzise; sie erhebt sich weit über das Niveau eines vorwiegend kompilatorischen neutralen Lehrbuches oder Handbuches. Ein solches soll auch das Werk keineswegs sein. Durch die rege Beteiligung des Verfassers an den Forschungen der letzten Jahre ist vielmehr oft eine gewisse subjektive Stellungnahme bedingt. „Das vorliegende Buch, schreibt der Verf. selbst im Vorwort, ist dementsprechend nicht eine völlig objektive Berichterstattung über den gegenwärtigen Stand aller Einzelheiten der Gletscherkunde. Trotzdem ich bestrebt war, den vielen Forschern, die sich mit dem Gletscherphänomen befaßten, den ihnen gehörenden Anteil an der Förderung unserer Erkenntnis ohne Voreingenommenheit zuzuerkennen, trägt es einen persönlichen Charakter.“ Dieser persönliche Charakter spricht sich im Buch deutlich aus und zwar in doppelter Weise; erstens, wie erwähnt,

in der Stellungnahme gegenüber heute noch kontroversen Problemen, dann aber auch darin, daß der Verf. in die Darstellung eine Reihe von neuen anderwärts noch nicht veröffentlichten Ergebnissen eigener Untersuchungen verflochten hat, so über die Schneegrenze und die Methode ihrer Bestimmung, über die bodengestaltende Wirkung der Gletscher, über die Taltröge der Eiszeit u. a. m. Die subjektive Stellungnahme wird in manchen Fällen zum Widerspruch reizen. Der Referent z. B. möchte das Urteil des Verf. über Kurowskis Methode der Bestimmung der Schneegrenze nicht teilen, und die Ausführungen über die präglaciale Taloberfläche, die Taltröge und die Höhe der Gletscheroberfläche im Ogliotal während der vier Eiszeiten stehen mit den durch Beobachtung festgestellten geologischen Tatsachen in einem unlösbaren Widerspruch. Gleichwohl möchten wir in dem subjektiven Charakter des Buches nicht einen Nachteil, sondern einen wesentlichen Vorzug sehen: es wird z. T. gerade dadurch zu einer Fundgrube reichster Anregung für den Forscher, ohne darum seinen Wert als zusammenfassende Gletscherkunde zu verlieren.

Trefflich ist die Ausstattung des Werkes mit Illustrationen, die gerade bei einer Gletscherkunde zum Verständnis sehr wesentlich beitragen, zu bedauern dagegen das Fehlen von Zitaten; sie werden nur zum Teil durch das 10 Seiten umfassende am Schluß befindliche Verzeichnis der wichtigsten Literatur über Gletscher ersetzt; immerhin kann dieses zum raschen Nachschlagen dem Fachmann gute Dienste leisten. Dieser Mangel ändert nichts an der Tatsache, daß jedem, der heute über Gletscher arbeitet, das vorliegende Buch unentbehrlich ist.

E d. B r ü c k n e r.

W. v. K n e b e l: Vorläufige Mitteilung über die Lagerungsverhältnisse glacialer Bildungen auf Island und deren Bedeutung zur Kenntnis der diluvialen Vergletscherungen. Centralbl. f. Min., Geol. u. Paläont. 1905, S. 535—546.

Aus dem Vorhandensein von Laven oder vulkanischen Aschen bzw. Breccien zwischen den diluvialen Moränen auf Island hat P j e t r s s o n dort auf wiederholte Eiszeiten geschlossen, indem er annahm, daß diese vulkanischen Gebilde einer Interglacialzeit entsprächen. Dieser Auffassung tritt v. K n e b e l entgegen, indem er ausführt, daß dort noch heute unter der Eisbedeckung vulkanische Eruptionen stattfinden, die das Eis zum Schmelzen bringen und einen sogenannten Jökullhlaup (Gletscherlauf) verursachen, wodurch die Grundmoränen, falls sie nicht zerstört werden, mit Tuffen, die z. T. geschrammte Blöcke enthalten (Jökullhlaupsedimenten) und Laven überdeckt werden, während nach beendeter vulkanischer Tätigkeit die wieder vorrückenden Eismassen neue Moränen darüber ablagern. Dieser gleiche Vorgang wird auch in diluvialer Zeit stattgefunden haben, sodaß die vulkanischen Gebilde zwischen den Moränen nicht als Beweis mehrerer Eiszeiten dienen können.

Dagegen hat v. K n e b e l an den Profilen von Gröf, an der Laxá und am Geyser festgestellt, daß auf Island mindestens drei Glacialperioden vorhanden gewesen sein müssen, da innerhalb der Interglacialzeiten der vorherige Gletscherboden durch Staffelbrüche dislociert und durch beträchtliche Erosion vertieft worden ist, sodaß bei den darauf folgenden Gletscherinvasionen, wie durch die Schrammung bewiesen wird, die Eisbewegung

vielfach andere Richtungen erhielt und die Erosionstalbecken mit diskordant dem früheren Gletscherboden aufgelagerten Moränen erfüllt wurden.

F. W a h n s c h a f f e.

W. v. K n e b e l: Der Nachweis verschiedener Eiszeiten in den Hochflächen des inneren Islands. Centralbl. f. Min., Geol. u. Palaeont. 1905. S. 546—553.

In den Hochlanden im Innern Islands zwischen den Eismassen des Lang-Jökull und Hofs-Jökull sind durch die Erosion Zeugenberge geschaffen, die sich wie der Kjallfell mehr als 300 m über die denudierte Umgebung erheben. Ihre Entstehung muß in eine Interglacialzeit von langer Dauer verlegt werden. Zwei dieser Zeugenberge, der Hrefnubuthir und ein nördlich davon gelegener Kegel bestehen an ihrer Basis aus Basaltlava; darüber folgt zunächst vulkanischer Tuff und dann Jökullhlaupsedimente (Produkte eines Wassereisstromes beim Ausbruche eines Vulkans unter der Gletschereisdecke). Gekrönt werden diese Berge von Doleritlava, deren Schrammung an der Oberfläche auf einen Nordwest vom Lang-Jökull ausgegangenen Eisstrom hinweist. Nun sind nach Rückgang des Eises durch interglaciale Erosion die beiden Berge von einander getrennt und der Taleinschnitt zwischen ihnen mit jüngerer Doleritlava bedeckt worden, der Grundmoränen aufgelagert sind und welche auf den nordöstlich gelegenen Hofs-Jökull hinweisende Schrammen zeigt. Die Endmoränen, welche den am Rande des Lang-Jökull gelegenen Hitvá-See abdämmen, zeigen ein drittes Stadium der Vergletscherung an, das vom Verf. der Rückzugsperiode der letzten diluvialen Vergletscherung zugerechnet wird.

F. W a h n s c h a f f e.

A. Bl ü m e k e und S. F i n s t e r w a l d e r: Zeitliche Änderung in der Geschwindigkeit der Gletscherbewegung. Sitzungsberichte d. math.-phys. Kl. der Kgl. Bayer. Akademie d. Wissenschaften. Bd. XXXV, 1905, Heft 1, S. 109—131.

Unter diesem unscheinbaren Titel verbirgt sich eine Untersuchung, die für die ganze Theorie der Gletscherbewegung und der Gletscherschwankungen von grundlegender Bedeutung ist.

Die bisher ausgeführten Beobachtungen an Gletschern haben gelehrt, daß die Geschwindigkeit der Gletscherbewegung an ein und derselben Stelle in der Zeit nicht unerheblichen Änderungen unterliegt. Es lassen sich dreierlei Arten von Schwankungen in der Geschwindigkeit unterscheiden:

1. Schwankungen, die sich über längere Zeiträume erstrecken und entsprechende Änderungen in den Größenverhältnissen der Eiszunge im Gefolge haben;
2. Schwankungen in der Dauer weniger Jahre, die keine Änderung der Gletschergröße bewirken;
3. Jahreszeitliche Schwankungen.

Bei ihren systematischen Untersuchungen des Hintereisferners im Ötztal (Tirol) haben die Verfasser diesen Schwankungen eingehende Aufmerksamkeit geschenkt. Vom Sommer 1900 bis zum Herbst 1904 beobachteten sie die Bewegung des Eises an Stäben, die in tiefen Bohrlöchern im Eis steckten. Sie vermieden so die Fehler, die bei Benutzung von markierten, auf dem Gletscher liegenden Steinen dadurch entstehen, daß diese Steine sich auf der Oberfläche infolge des Schmelzens des Eises verschieben. Diese Fehler können unweit des Gletscherendes, wo die Abschmelzung sehr stark ist,

außerordentlich hohe Beträge erreichen, betrug doch z. B. am Hintereisferner in 2400 m die mittlere jährliche Ablation 7,3 m, die jährliche mit Hilfe der Bewegung der Stäbe gemessene Fortbewegung des Eises aber nicht einmal doppelt so viel, nämlich 13,2 m.

Die Lage jedes der 18 über das Abschmelzgebiet des Gletschers verteilten Stäbe ¹⁾ wurde zu Beginn der Arbeitskampagne im Sommer — etwa Ende Mai, und ebenso am Ende derselben, im September, festgestellt. Die Resultate der einzelnen Beobachtungen sind in der vorliegenden Abhandlung in extenso mitgeteilt.

Es ergibt sich zunächst ein unerwartet starker Wechsel der Geschwindigkeit der Gletscherbewegung am selben Punkt in längeren wie in kürzeren Zeiträumen. Die Geschwindigkeit am Punkt 2 der Linie Ia, 300 oberhalb des Gletscherendes, war am größten — 6,73 cm pro Tag — zwischen dem 1. August und 17. Sept. 1900, am kleinsten — 2,70 cm — zwischen dem 16. Sept. 1902 und 18. Juli 1903, am Punkt 14, 2700 m oberhalb des Gletscherendes, zwischen dem 9. August und 14. Sept. 1900 12,53 cm, zwischen dem 23. Juli und 3. Sept. 1903 nur 4,7 cm. Selbst innerhalb ganz kurzer Zeiten ergaben sich mehrfach große Differenzen. So betrug die tägliche Geschwindigkeit an dem eben erwähnten Punkt 14 der Linie VIII vom 23. Juli bis zum 4. August 1902 5,4 cm, vom 4. Aug. bis zum 14. Sept. 1902 aber 9,1 cm. Solche Schwankungen, wie wir sie eben für Punkt 2 und Punkt 14 mitgeteilt haben, zeigen sich an allen Punkten. Und dabei handelt es sich hier nicht um Bestimmungen der Geschwindigkeit an wenigen Tagen, sondern stets um Werte, die als Mittel für einen Sommer oder einen Winter des Gletschers gelten. Man sieht, wie unzulässig es ist, aus Messungen, die sich über wenige Tage erstrecken, auf die Geschwindigkeit eines Gletschers in längerem Zeitraume zu schließen. Die Gletscherbewegung setzt sich eben aus vielen unregelmäßigen Rucken zusammen, die nur im Durchschnitt eine leidlich regelmäßige Bewegung ergeben.

Geschwindigkeitsschwankungen von längerer Dauer, die eine Unterbrechung des Rückzuges am Gletscherende veranlaßt hätten, sind in der Beobachtungsperiode nicht aufgetreten, wohl aber solche, die sich in Oberflächenschwankungen widerspiegeln. Ungemein rasch war die Fortpflanzung dieser Geschwindigkeitsschwankungen über die Länge der Gletscherzunge hinweg. Hess hatte etwas früher am Hintereisferner gefunden, daß ein Minimum der Geschwindigkeit im Jahre 1895/96 auf dem ganzen Gletscher gleichzeitig aufgetreten ist. Das folgende Maximum, das am Dreikant II (4800 m oberhalb des Gletscherendes) 1898/99 auftrat, fällt noch vor die Zeit der eingehenden Beobachtungen von Blümcke und Finsterwalder. Dagegen ließ sich das Herabwandern des darauffolgenden Minimums über die Gletscherzunge hin deutlich erkennen. Das Minimum der Gletschergeschwindigkeit trat ein:

Entfernung v. Gletscherende	4800	2700	1750	600	350 m
Eintritt des Minimums	1900—01	1900—01	1900—02	1901—03	1902—04

¹⁾ Ihre Lage gibt die Karte auf S. 7 dieser Zeitschrift wieder. Die Art und Weise der Messungen ist oben S. 6 geschildert.

Nach unten nahm die Geschwindigkeit des Herabwanderns sichtlich stark ab. Dabei ist die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Welle 20—150 mal größer als die Bewegung des Eises. Diese Wellen sind somit, wie die Verfasser betonen, von ganz anderem Charakter als jene, die Finsterwaller zur mathematischen Darstellung des Verlaufs der Gletscherschwankungen einführte, und die er im Gegensatze zu den hier behandelten Wellen als Schwellungswellen bezeichnen möchte. Während die Schwellungswellen durch die Geschwindigkeitsänderungen, die die Massenverschiebung im Gefolge haben, erzeugt und unterhalten werden, sind die hier behandelten Wellen von den Massenverschiebungen unabhängig und gleichen mehr Druckwellen. Beide Wellen eilen der Eisbewegung voraus, die Schwellungswellen jedoch in viel geringerem Maße als die Druckwellen.

Da für jedes Jahr zwei Beobachtungen des Stabes vorlagen, die eine zu Beginn, die andere am Ende des hier nur kurze Zeit währenden Sommers, so ergab sich die Möglichkeit, die tägliche Bewegung des Eises für den Sommer und für den Rest des Jahres, der hier ganz als Winter erscheint, abzuleiten und so die jährliche Periode der Geschwindigkeit festzustellen. Es ergab sich das überraschende Resultat, daß die Geschwindigkeit nur im unteren Drittel der Gletscherzunge im Sommer größer ist als im Winter, weiter hinauf aber bis in die Nähe der Firnlinie die Winterbewegung überwiegt. Dabei nimmt das Verhältnis beider Bewegungen (Sommer: Winter) vom Zungenende gegen das Firnfeld zu regelmäßig ab. Nachfolgende Zahlen veranschaulichen das, indem sie das Verhältnis der Geschwindigkeit (S) im Sommer zur Geschwindigkeit (M) des ganzen Jahres angeben.

Entfern. v. Gletscherende	300	400	700	1750	2700	4000	4800 m.
S : M	1.337	1.329	1.173	0.890	0.773	0.637?	0.693.

Berücksichtigt man, daß die Eisbewegung überhaupt nicht stetig, sondern mehr ruckweise erfolgt, so besagt das, daß im Winter die Rucke in den oberen Teilen des Gletschers ausgiebiger sind, im Sommer in den unteren. Bemerkenswert ist die geringe Zahl der Ausnahmen von dieser Regel, die die Verfasser fanden, nämlich nur 3 von 63 Fällen. Das Resultat der Verfasser widerlegt die bisher herrschende Anschauung, daß die Gletscher sich im Sommer allgemein rascher bewegen als im Winter. Nur für den unteren Teil des Gletschers ist diese Annahme richtig. Das Überwiegen der Sommergeschwindigkeit hier führt sich jedenfalls auf die Verminderung der Reibungswiderstände infolge der Durchtränkung des Eises und des Gletschergrundes mit Schmelzwasser zurück. Die Beschleunigung der Bewegung im Winter, die sich auf dem weit größeren Teil des Gletschers zeigt, möchten die Verfasser in erster Linie dem im Winter gesteigerten Firndruck zuschreiben. Dem Referenten scheint diese Erklärung kaum auszureichen; wenigstens steht die durch die Schneemassen des Winters dem Firndruck zu teil werdende geringe Vermehrung nicht recht im Verhältnis zur Steigerung der Geschwindigkeit um 30 % und mehr.

E d. B r ü c k n e r.

Bibliographie.

Die Titel werden sachlich geordnet aufgeführt und zwar nach folgenden Rubriken:
Rezente Gletscher (allgemeine Gletscherkunde, Gletscher einzelner Gebiete);
Quartäre Eiszeiten (Allgemeines, Eiszeitablagerungen einzelner Gebiete);
Geschichte des Klimas und vorquartäre Eiszeiten.

Zurückgegriffen wird bis auf die 1905 erschienenen Abhandlungen; doch wird möglichste Vollständigkeit erst für 1906 angestrebt. Eine Besprechung der aufgeführten Abhandlungen ist des Raumes wegen nur zu einem Teil möglich. Kurze Inhaltsangaben werden gelegentlich an die Aufführung des Titels in der Bibliographie angeschlossen, besonders wichtige Arbeiten dagegen, unbeschadet der Aufführung ihres Titels in der Bibliographie, nach Möglichkeit an anderer Stelle in der Zeitschrift ausführlich besprochen werden.

Bei Angabe der Quellen werden außer den allgemein üblichen folgende Abkürzungen gebraucht:

A. = Annalen, Annales u. s. f.	Ib. = Jahrbuch, Jahrbücher.
Ac., Ak. = Academie, Academy, Akademie.	M. = Mitteilungen, Meddelelser u. s. f.
B. = Bulletin, Bolletino u. s. f.	P. = Proceedings.
G., g. = Geographie, Geography, geograph- ic, geographisch u. s. f.	S. = Selskab, Société, Society u. s. f.
I. = Institut.	Sc. = Science, Sciences.
J. = Journal.	Wiss. = Wissenschaft.
	Z. = Zeitschrift.

Rezente Gletscher.

Allgemeine Gletscherkunde.

Gletscherkonferenz *Petermanns M.* 51 (1905): 256—8. **Finsterwalder, Brückner.**

Protokoll der III. internationalen Gletscherkonferenz in Maloja vom 6. bis 9. September 1905. Von S. Finsterwalder und E. Brückner.

Schneedecke. *Petermanns M.* 51 (1905): 237—9. **Crammer.**

Die Furchung der Winterschneedecke in den Gebirgstälern. Von Hans Crammer.

[Die Furchen laufen auf der Schneeoberfläche abwärts und sind durch Regen entstanden, der durch eine liegende, an ihrer Oberfläche vereiste Schneeschicht am Einsickern verhindert wurde. Je steiler die Böschung, desto geradliniger die Furchen, ganz wie bei Karren. E. B.]

Nieve penitents. *Globus* 87 (1905): 261—2. **Deecke.**

Läßt sich der Büsserschnee als vereiste Schneewehen auffassen? Von W. Deecke.

Struktur. *A. der Physik* (4) 18 (1905): 1—80. **Quincke.**

Ueber Eisbildung und Gletscherkorn. Von G. Quincke. *Mit Tafel.*

— *P. R. S., Ser. A.,* 76 (1905): 431—9. **Quincke.**

The Formation of Ice and the Grained Structure of Glaciers. By Prof. G. Quincke.

— *Appalachia* 11 (1905): 1—6. **Reid.**

The Flow of Glaciers and their Stratification. By H. F. Reid. *Mit 1 Figur u. 2 Tafeln.*

- Bewegung.** *Sitzber. math.-phys. Kl. kgl. Bayer.* **Blümcke, Finsterwalder.**
Ak. d. Wiss. **35** (1905): 109–31.
 Zeitliche Änderungen in der Geschwindigkeit der Gletscherbewegung. Von A. Blümcke und S. Finsterwalder. *Mit 1 Karte.*
 [Siehe das ausführliche Referat oben S. 73.]
- *Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal.* 1905, II: 33–42. **Crammer.**
 Über Gletscherbewegung und Moränen. Von Hans Crammer. *Mit 1 Taf.*
- Bohrungen.** *Arch. des Sc. phys. et nat.* (4) **19** (1905): 34 S. **Mercanton.**
 Forages glaciaires. Par Paul-L. Mercanton. *Mit 4 Abbildungen.*
- Gletscherausbrüche.** *G. J.* **24** (1905): 534–48. **Rabot.**
 Glacial Reservoirs and their outbursts. By Charles Rabot.
- Schmelzung.** *Petermanns M.* **52** (1906): 59–65. **Hess.**
 Winterwasser der Gletscherbäche. Von H. Hess.

Gletscher einzelner Gebiete.

Europa: Alpen.

- Frankreich.** *Annuaire S. des Touristes du Dauphiné* 1904 **Jacob, Flusin.**
 No. 30. *Grenoble* 1905. 62 S.
 Commission française des Glaciers. Etudes sur le Glacier Noir et le Glacier Blanc dans le Massif du Pelvoux. Par MM. Charles Jacob et Georges Flusin. Avec 2 planches phototypiques et 2 cartes topographiques au 1/10 000^e dressées par MM. Lafay, Flusin et Jacob.
- *La G., B. S. G. Paris* **11** (1905): 435–46.
 Explorations glaciaires accomplies en France pendant l'été 1904. *Mit Karte.*
- *Revue G.* **29** (1905): 103–8. **Letorey.**
 Le glacier de Tête-Rousse. Par R. Letorey. *Mit Karten u. Abb.*
 [Es handelt sich um den Gletscher, der durch Ausbruch einer subglacialen Wasserkammer den Untergang des Bades von St. Gervais in Savoyen veranlaßte.]
- **Whymper.**
 Chamonix and the Range of Mont Blanc. A Guide by Edward Whymper. 10th ed. London, [1905]. XIV+206 S. 12^o. *Mit Karten und Abbildungen.*
- **Coolidge, Duhamel, Perrin.**
 Conway and Coolidge's Climbers' Guides. The Central Alps of the Dauphiny. By W. A. B. Coolidge, H. Duhamel and F. Perrin. Sec. ed., London, 1905. XIV+220 S. 12^o.
- Schweiz.** **Whymper.**
 The Valley of Zermatt and the Matterhorn. A Guide by Edward Whymper. 9th ed. London, [1905]. XXV+224 S. 12^o. *Mit Karten und Illustrationen.*
- : **Gletscherschwankungen.** *Jahrb. Schweizer Alpenklub* **Forel, Lugeon, Muret.**
40 (1905): 221–38.
 Les variations périodiques des glaciers des Alpes suisses. Par F.-A. Forel, M. Lugeon et E. Muret. 25^e rapport: 1904.
- Tirol.** *M. Deutsch. u. Österr. Alpenver.* **21** (1905). **Angerer, Blümcke, Finsterwalder, Hess.**
 Berichte über die wissenschaftlichen Untersuchungen des D. u. Ö. A.-V.
 XXXVI. Tiefbohrungen am Hintereisgletscher. Von Dr. A. Blümcke u. Dr. H. Hess. S. 45–7.

- XXXVII. Nachmessungen am Gliederferner i. J. 1904. Von S. Finsterwalder. S. 57.
 XXXVIII. Über den Betrag der Gletschererosion. Von Prof. Dr. Hess. S. 107—8.
 XXXIX. Über die Geschwindigkeiten am Vernagt- und Guslarferner i. J. 1903—4.
 Von Ad. Blümcke. S. 139—40.
 XL. Gletscherbeobachtungen im Ankogel-Hochalpenspitz-Gebiete in den Jahren 1898 bis 1904. Von Dr. Hans Angerer. S. 187—9, 201—3.
Salzburg. *Petermanns M.* 51 (1905): 125—9. **Crammer.**
 Einiges über Rückzugserscheinungen des Gletschers der »Übergossenen Alm« in Salzburg. Von Prof. Hans Crammer.

Übriges Europa.

- Norwegen.** *Norges geol. Unders. Aarb. f.* 1905, No. 4: 1—18. **Rekstad.**
 Jagttagelser fra Folgefonnens bræer. (Beobachtungen an den Gletschern des Folgefonn.) J. Rekstad. *Mit 8 Figuren u. einem englischen Resumé.*
 [Die beiden größten dem Folgefonn entquellenden Gletscher, der Bondhusbrä und der Buarbrä, hatten in den letzten 50 Jahren Oscillationsperioden von durchschnittlich 19 Jahren; das Maximum 1875—78 war größer als die Maxima seit langer Zeit. Die klimatische Schneegrenze findet der Verf. in 1300—1400 m, also 100—150 tiefer als Ed. Richter. Am Blomsterskarbrä (südlich vom Folgefonn in einem See in 1000 m Höhe endigend) ist ausgezeichnete Bänderung am Gletscherende zu beobachten und von hier aus ohne Unterbruch bis in die Schichtung des Nährgebietes zu verfolgen. Der Zusammenhang zwischen Bänderung und Schichtung steht hier nach dem Verf. fest. E. B.]
 — *Naturen (Bergen)* 29 (1905): 65—76. **Rekstad.**
 Variationer hos vore bræer (Schwankungen der norwegischen Gletscher). J. Rekstad. *Mit 7 Figuren.*
 [1899—1904 sind die Gletscher des südlichen Norwegen stark zurückgegangen. Die Figuren geben z. T. Beispiele des großen Rückganges seit 1750 bis heute.]
 — *Z. Berliner Ges. f. Erdkunde* (1905): 5—20. **Ebeling.**
 Die Ergebnisse einer Studienreise im Gebiete des Jostedalbrä. Von Dr. Max Ebeling in Berlin. *Mit Karte und Abbildungen.*
 — *La G., B. S. G. Paris* 11 (1905): 115—21. **Rabot.**
 Exploration géologique du Jotunheim. Par Charles Rabot. *Mit Abb.*
Island. *Alpine J.* 22 (1905): 436—48. **Wigner.**
 The Vatna Jökull traversed from North-East to South-West. By J. H. Wigner. *Mit Abbildungen.*
Spitzbergen. *K. Svenska Vetensk. A. Handlingar* 39 No. 6 (1905): 62 S. 4^o. **Hamberg.**
 Astronomische, photogrammetrische und erdmagnetische Arbeiten der von A. G. Nathorst geleiteten schwedischen Polarexpedition 1898. Von Axel Hamberg. *Mit 1 Karte u. 8 Textfiguren.*
Rußland: Schwankungen. *Izvestija K. russ. G. Ges.* 40 (1905): 609—30. **Schokalsky.**
 Rapport sur les observations des glaciers en Russie pendant les années de 1902 et 1903. Par J. de Schokalsky. (Russisch.) *Mit Abbildungen.*

Außereuropäische Gebiete.

- Kaukasus.** **v. Déchy.**
 Kaukasus. Reisen und Forschungen im kaukasischen Hochgebirge. Von M. von Déchy. 2 Bände. Berlin, 1905/6. XVIII u. 348, XX u. 396 S. 8^o. *Mit Karten u. Abbildungen.*

- Kaukasus.** *Jahrb. Schweizer Alpenklub* **40** (1904/5): 193–217. **Fischer.**
Im Kaukasus 1904. Von Dr. A. Fischer. *Mit Karten und Abbildungen.*
- Tien Shan.** **Merzbacher.**
An Expedition into the Central Tien Shan Mountains. Carried out in the years 1902–03. By Dr. Gottfried Merzbacher. With numerous Illustrations and a new Map. 8°. London, 1905. VIII+294 S. 8°
[Prachtvolle Gletscherphotographien. Wir hoffen demnächst eine Besprechung des früher erschienenen deutschen Werkes zu bringen.]
- Himalaya.** *G. J.* **27** (1906): 129–44. **Workman.**
First Exploration of the Hoh Lumba and Sosbon Glaciers. Two Pioneers' Ascents in the Himalaya. By Fanny Bullock Workman. *Mit 8 Abbildungen und einer Karte in: 250 000.*
[Die beiden an ihrem Ende sich vereinigenden Gletscher sind kleinere und westliche Nachbarn des Biafogletschers.]
- Vereinigte Staaten.** *J. Geol.* **13** (1905): 389–97. **Lee.**
Note on the Glacier of Mount Lyell, California. By W. T. Lee. *Mit Abbildungen.*
- *Smithsonian Miscell. Coll.* **47** (1905): 453–96. **Sherzer.**
Glacial Studies in the Canadian Rockies and Selkirks. (Smithsonian Expedition, Season of 1904.) Preliminary Report. By William Hittel Sherzer, Ph. D. *Mit vielen Photographien.*
- Alaska.** *B. American G. S.* **37** (1905): 468–79. **Brooks.**
The Alaskan Range: a New Field for the Mountaineer. By A. H. Brooks. *Mit Karte und Abbildungen.*
- Grönland.** *M. d. k. k. G. Ges. Wien* 1905: 426–33 **Engell.**
Einige Beobachtungen über die Kalbungen im Jakobshavner Eisfjorde und den benachbarten Fjorden. Von Privatdozent Dr. M. C. Engell (Kopenhagen). *Mit 3 Figuren.*

Quartäre Eiszeit.

Allgemeines.

- Klima.** *Naturwiss. Wochenschrift* 1905: 593–7. **Penck.**
Das Klima Europas während der Eiszeit. Von Prof. Dr. Albrecht Penck.
- *G. J.* **27** (1906): 182–7. **Penck.**
Climatic Features of the Pleistocene Ice Age. By Prof. Albrecht Penck.
- Wesen u. Ursache.** *Archiv Ver. d. Freunde d. Naturgesch. in Mecklenb.* **59** (1905): 46 S. **Geinitz.**
Wesen und Ursache der Eiszeit. Mit 1 Tafel. Von Eugen Geinitz-Rostock.
- *G. Z.* **11** (1905): 66–84. **Frech.**
Die wichtigsten Ergebnisse der Erdgeschichte. Von Fritz Frech. I. Eiszeiten und Klima der geologischen Vorzeit.
[Tritt u. a. für die Einheitlichkeit der Eiszeit, also das Fehlen von Interglacialzeiten ein, antwortet auf einen Vortrag Brückners.]
- Interglacialzeiten.** *G. Z.* **11** (1905): 292–3. **Brückner.**
Die Eiszeiten in den Alpen und die „Einheitlichkeit“ der Eiszeit. Von Ed. Brückner.
[Erwiderung auf die eben genannten Ausführungen von Frech.]
- *G. Z.* **11** (1905): 523–26. **Frech.**
Noch einmal die Einheitlichkeit der Eiszeit und die „Eiszeiten“ in den Alpen. Von F. Frech. *Replik auf das vorausgehende.*

Contra Eiszeitlehre.**Howorth.**

Ice or Water? Another Appeal to Induction from the Scholastic Methods of Modern Geology. By Sir Henry H. Howorth. Bd. I und II, London 1905: LVI+536. VIII+480 S. 8°.

Morpholog. Wirkung.**C. R. 140** (1905): 197—9.**Girardin.**

Sur la relation des phénomènes erratiques avec le modelé des hautes vallées glaciaires. Par Paul Girardin.

Esker.**American Geologist 30** (1905): 1—39.**Crosby.**

Origin of Eskers. By W. O. Crosby.

Eiszeitablagerungen einzelner Gebiete.**Europa.**

Schwarzwald. *Neues Jb. f. Mineralogie, Beilage-Bd. 21* (1905): 397—446. **Huber.**

Beiträge zur Kenntnis der Glazialerscheinungen im südöstlichen Schwarzwald. Von Adolf Huber. Mit 3 Tafeln.

Baden: Paläolithischer Mensch. *Ber. Nat. Ges. Freiburg i. Br. 16* (1906): 67—107. **Steinmann.**

Die paläolithische Renntierstation von Munzingen am Tuniberg bei Freiburg i. Br. Von G. Steinmann. Mit 53 Textabbildungen.

[Die paläolithische Station, den Artefakten nach der Solutré-Stufe angehörend, gehört in die letzte Interglacialzeit (zwischen Würm- und Riss-Eiszeit nach Pencks Nomenklatur) und zwar in die Zeit der Lößablagerung, wie auch die Station von Egisheim. Die Stationen von Achenheim und Vöklinshofen, die die Moustierstufe repräsentieren, gehören in den Anfang derselben Interglacialzeit, sind jedoch älter als der Löß. E. B.]

Karpaten. *B. Ac. Sc. de Cracovie, Cl. des Sc. math. et nat.* 1905: 797—802. **Romer.**

Die Eiszeit im Świdowiecgebirge, Ostkarpaten. Von Eugen Romer.

— *Jahresb. Geogr. Ges. Greifswald 9* (1903—05): 1—26. **Lehmann.**

F. W. P. Lehmann: Schneeverhältnisse und Gletscherspuren in den transsilvanischen Alpen.

Harz. *Jb. Kgl. Preuß. geol. Landesanstalt 26* (1905): 126—39. **Bode.**

Die Moränenlandschaft im Odertal bei St. Andreasberg. Von A. Bode. Mit Karte.

Außereuropäische Gebiete.**Vereinigte Staaten.****J. of Geol. 13** (1905): 285—312.**Westgate.**

The Twin Lakes Glaciated Area, Colorado. By L. G. Westgate. Mit Karte und Abbildungen.

— *J. of Geol. 13* (1905): 351—57.

Sardeson.

A particular case of Glacial Erosion. By F. W. Sardeson. Mit Figuren.

— *J. of Geol. 13* (1905): 160—73.

Tarr.

Some Instances of moderate Glacial Erosion. Ralph S. Tarr. Mit 8 Abb.

— *B. Geol. Soc. Am. 16* (1905): 215—28.

Tarr.

Moraines of the Seneca and Cayuga Lake Valleys. By R. S. Tarr. Mit Karte u. Diagramm.

Schluß der Redaktion: 15. Mai 1906.



Die Störungen der Kreide und des Diluviums auf Jasmund und Arkona (Rügen).

Von E. Philipp in Berlin.
(Hierzu Tafel II—V.)

Einleitung.

Im April 1905 besuchte ich die Ostküste des Rügenschens Inselkernes Jasmund, um für eine Studentenexkursion Vorbereitungen zu treffen, die ich dorthin zu Pfingsten zu führen gedachte. Ich hoffte insbesondere, daß die Sturmflut, die in der Nacht vom 30./31. Dezember 1904 die deutschen Ostseeküsten verheert hatte, die bekannten Profile der Kreideküste frisch entblößt haben würde. In dieser Erwartung täuschte ich mich nicht; besonders am südlichen Teile der Steilküste, zwischen Saßnitz und dem Fahrnitzer Ufer, waren mächtige Abstürze erfolgt und Profile von wunderbarer Frische geschaffen worden, wie sie wohl seit langer Zeit nicht mehr zu sehen waren. Auch in den Kreidebrüchen der Umgebung von Saßnitz, die ich damals besichtigte, bot sich manches neue und interessante.

Allein je mehr ich von den Dislokationen der Kreide und des unteren Diluviums sah, desto weniger konnte ich meine Anschauung mit der zur Zeit herrschenden in Einklang bringen, die im wesentlichen nur Verwerfungen anerkennen will und diese lediglich auf tektonische Bewegungen der Erdkruste zurückführt. Was ich zu sehen glaubte, waren hauptsächlich Äußerungen eines seitlichen Schubes und die bewegende Kraft konnte ich nur in dem Inlandeise der letzten großen Vergletscherung vermuten.

Ein einwöchentlicher Aufenthalt zu Pfingsten bestärkte mich noch mehr in meiner Anschauung und ließ in mir den Entschluß reifen, die bereits gewonnenen Ergebnisse noch weiter zu vertiefen und auszuarbeiten. Ich verweilte daher im August 1905 weitere vier Wochen in Saßnitz, das sich bei den vorzüglichen Kommunikationen, die es in der Saison besitzt, am besten als Standquartier eignet.

Viele Aufschlüsse an der östlichen Steilküste wie im Inneren der Halbinsel habe ich zusammen mit einem alten Rügenkenner, Herrn

Professor Baltzer aus Bern besucht und erinnere mich dankbar an die mannigfaltigen Anregungen, die ich von seiner Seite empfang. Auch Herrn Professor Deecke, der sich der Mühe unterzog, die erste Korrektur zu lesen und der auch auf manche in der stark zersplitterten Literatur verstreute Einzelangaben aufmerksam machte, schulde ich aufrichtigen Dank.

Wichtigste Literatur. Ich stelle hier die wichtigste Literatur über unser Gebiet zusammen. Die einzelnen Abhandlungen werden im Text stets nur mit der Nummer zitiert, die sie in diesem Verzeichnis tragen.

1. W. Schultz, Grund- und Aufrisse im Gebiete der allgemeinen Bergbaukunde. Berlin 1823.
2. v. Oynhausen, Bemerkungen auf einer mineralogischen Reise durch Vor- und Neupommern. Karstens Archiv. 14. 1827.
3. v. Hagenow, Monographie der Rügen'schen Kreide-Versteinerungen. II. Abtheil., N. Jahrb. f. Mineralogie etc. 1840. S. 631.
4. E. Boll, Geognosie der deutschen Ostsee-Länder zwischen Eider und Oder. Neubrandenburg 1846.
5. Chr. Puggaard, Die Insel Möen. Leipzig 1852.
6. E. Boll, Die Insel Rügen (Reiseerinnerungen). 1858.
7. Johnstrup, Über die Lagerungsverhältnisse und die Hebungsphänomene in den Kreidefelsen auf Möen und Rügen. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1874, 26, S. 533.
8. Struckmann, Brief an Dames. Zeitschr. d. deutsch-geolog. Ges. 1879, 31, S. 788.
9. Wahnschaffe, Über einige glaciale Druckerscheinungen im norddeutschen Diluvium. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1882, 34, S. 562.
10. Scholz, Aufnahme auf Rügen. Jahrb. d. preuß. geolog. Landesanst. f. 1886, S. LXXIII.
11. Scholz, Über das Quartär im südöstlichen Rügen. Ebenda S. 203.
12. v. Koenen, Über postglaciale Dislokationen. Ebenda. S. 1.
13. v. Koenen, Beitrag zur Kenntniss von Dislokationen. Jahrb. d. preuß. geolog. Landesanst. f. 1887, S. 457.
14. Scholz, Geologische Karte von der Osthälfte Rügens. Berlin 1889.
15. Berendt, Die Lagerungsverhältnisse und Hebungerscheinungen in den Kreidefelsen auf Rügen. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1889. S. 147.
16. Herm. Credner, Die Lagerungsverhältnisse in den Kreidefelsen auf Rügen. Eine Richtigstellung. Ebenda. S. 365.
17. Cohen und Deecke, Sind die Störungen in der Lagerung der Kreide an der Ostküste von Jasmund durch Faltungen zu erklären? Mitteil. d. naturw. Ver. f. Neuvorpommern u. Rügen. 1889, 21.
18. v. Koenen, Über Dislokationen auf Rügen. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1890, 42, S. 58.
19. Berendt, Noch einmal die Lagerungsverhältnisse in den Kreidefelsen auf Rügen. Ebenda. S. 583.

- 19a. Stapff, Beobachtungen an den in Kreide eingebetteten Diluvialablagerungen Rügens. Ebenda 1891, 43, S. 723.
20. A. Günther, Die Dislokationen auf Hiddensöe. Dissertation. Berlin 1891.
21. R. Credner, Rügen. Eine Inselstudie. Stuttgart 1893.
22. J. Geikie, The Great Ice Age. 3. Ed. London 1894.
23. Baltzer, Die Hügelrücken und ihre Beziehungen zu den Dislokationen auf Jasmund (Rügen). Zeitschr. d. deutsch. geolog. Ges. 1899, 51, S. 556.
24. Deecke, Geologischer Führer durch Pommern. Berlin 1899.
25. Deecke, Die geologische Zusammensetzung und Schichtenfolge der Insel Rügen. VII. Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft zu Greifswald. 1900 S. 10.
26. Bonney and Hill, Relations of the chalk and drift in Möen and Rügen. Quart. Journ. 1899, 55, S. 305.
27. Bonney and Hill, Additional notes on the drifts of the Baltic Coast of Germany. Quart. Journ. 1901, 57, S. 1.
28. R. Credner und Cohen, Bericht über die Excursion nach Rügen. Verhandl. d. VII. internat. Geographenkongresses 1899. Berlin 1901. I. Teil, S. 348.
29. Wahnschaffe, Die Ursachen der Oberflächengestaltung des Norddeutschen Flachlandes. Stuttgart 1901. 2. Auflage.
30. Deecke, Geologische Miscellen aus Pommern. Mitteil. d. naturw. Ver. f. Neuvorpommern u. Rügen 35. (1903.) 1904, S. 14.
31. Deecke, Neue Materialien zur Geologie von Pommern. I. Trias, Jura, Kreide, Soolquellen, Tertiär. Ebenda 32 u. 33. 1901/02. II. Bohrungen im Diluvium Vorpommerns. Ebenda 37 u. 38. 1906/07.

Geschichtliches. Schon dem Laien, der aufmerksam die Küste zwischen Saßnitz und dem Kollicker Ort mustert, muß es auffallen, daß das malerische Steilufer keine ununterbrochene Kreidewand darstellt, wie die englische Südküste bei Dover, sondern daß graue oder bräunliche Lehm- und Sandstreifen sich vielfach zwischen die blendend weißen Kreideklippen einschalten. Es ist daher nicht wunderbar, daß sich bereits die älteren Geologen mit den eigenartigen Problemen der Jasmunder Ostküste befaßt haben. Wohl der erste war der alte Bergmann Schultz (1), der im Jahre 1821 angibt, daß „an den Felsen Yasmunds der Thon mit Feuersteinknollen häufige Einlagerungen in der Kreide bildet und die bedeutenderen Zwischenräume zwischen den Kreidepartien ausfüllt.“ Auch v. Hagenow (2), der Monograph der Rügener Kreidefauna, kennt natürlich bereits ihre merkwürdigen Dislokationen. Er sieht sie als „Beweise für eine gewaltsame und vielleicht plötzliche Erhebung“ an, die gleichzeitig mit der großen nordischen Flut, d. h. im Diluvium, stattfand. Derselben Ansicht ist Boll (4), der auch schon die Kreidescholle von Dwasieden und ein Profil am Steilufer nördlich von Saßnitz abbildet.

Immerhin vergingen seit der ersten Notiz 50 Jahre, bis man sich eingehender mit den eigenartigen Problemen der Jasmunder Tektonik

befafte. Die Anregung dazu ging von dänischer Seite aus, wo Puggaard (5) im Jahre 1852 die analogen Erscheinungen der Insel Möen mustergültig beschrieben hatte. Nach seiner Auffassung wurden dort die Schichtenstörungen durch einen Seitendruck hervorgerufen, den eine plötzliche und unregelmäßige Senkung des glacialen Meeresbodens verursachte.

Die erste eingehendere Untersuchung der Östküste von Jasmund stammt von Johnstrup (7) und geschah im Anschlusse an Beobachtungen auf Möens Klint. Der dänische Forscher hebt hervor, daß man auf Rügen weit größere Partien mit einheitlichem Fallwinkel antrifft, als auf Möen, betont aber, daß auch auf Rügen „die Kreidemassen bedeutenden Verschiebungen in horizontaler Richtung ausgesetzt gewesen sind.“ Das Streichen der Kreidescholle von Arkona ist nach ihm vorwiegend nord-nordöstlich, das auf Jasmund im Mittel NNW—SSO. Mehrfach wird mit Nachdruck darauf hingewiesen, daß Kreide auf Glacialbildungen ruht, so beim Leuchtturm von Arkona, am „Brimnitzer“ (Kieler) Bach und anderen Orten. Ein blaugrauer „silurischer“ Ton (wegen seiner Silurgeschiebe und der Herkunft seiner Grundsubstanz aus silurischen Tongesteinen so genannt) mit einer Sandeinlagerung, der entweder ganz steinfrei ist oder nur skandinavische Gesteinsarten, aber fast gar keine Feuersteine oder Kreide enthält, wird scharf von einem graubraunen Geschiebetone mit fremden und inländischen Geschieben unterschieden. Der letztere wird als jüngerer, der andere als älteres Glied des Diluviums aufgefaßt. Da sich nur der ältere „silurische“ Ton zwischen den gehobenen Kreidemassen Rügens findet, so muß die Dislokationsperiode der Bildung des oberen Geschiebetones vorangegangen sein. Auch isolierte Kreideschollen im Diluvium sind Johnstrup auf Rügen, wie auf Möen und ferner aus Mecklenburg und Holstein bekannt. Zu einer Zeit, in der man in Norddeutschland noch allgemein der Drifttheorie huldigte, wagt Johnstrup bereits die Behauptung auszusprechen, daß ein von NO nach SW vorrückender Eisstrom die Dislokationen auf Möen und Rügen hervorgebracht habe.

Nahezu ein Jahrzehnt ruhte nun die Frage der Jasmunder Dislokationen. Erst im Jahre 1882 beschäftigt sich Wahnschaffe (9) wieder mit ihnen und beschreibt eingehend die Lagerungsverhältnisse in den beiden Küsterschen Kreidebrüchen bei Saßnitz. Er kommt

ebenfalls zu dem Schlusse, daß die Faltungen, Zerreißen und Zusammenschiebungen der Kreide erst in einer späteren Diluvialperiode, wahrscheinlich während der Ablagerung der letzten Grundmoräne stattgefunden haben müssen, und führt gleich J o h n s t r u p alle diese Erscheinungen auf die Bewegung des Inlandeises zurück.

Auch die Anschauungen, zu denen S c h o l z (10) durch seine Aufnahmen auf Rügen geführt worden ist, stimmen im wesentlichen mit denen von J o h n s t r u p überein. Neben Verwerfungen und Faltungen erkennt er auch Überschiebungen an. Insbesondere sollen am Briesnitzer Bache zwei, ja vielleicht sogar drei Kreideschollen, durch Diluvium voneinander getrennt, übereinander liegen. Das Streichen der Kreide ist nach ihm im allgemeinen NW bis NNW und verläuft parallel der Küstenstrecke Kollicker Ufer—Ranzow; ihm entspricht die Anordnung der Kreideschollen im Inneren von Jasmund, besonders in der Richtung Saßnitz-Promoisel-Quoltitz. Sämtliche Dislokationen werden mit J o h n s t r u p als glaciale Druckerscheinungen aufgefaßt.

Eine für die Folgezeit sehr wichtige Anregung gab v. K o e n e n (12). Nach seiner Ansicht sind die Streifen von Diluvium, die die Kreideschollen von einander trennen, mit den Grabenversenkungen Mitteldeutschlands zu vergleichen. Es handelt sich also nach ihm nicht um Wirkungen eines Gletscherschubes, sondern um tektonische p o s t - g l a c i a l e Erdbewegungen, die gänzlich unabhängig von den Glacialphänomenen sind.

Im Jahre 1889 war die Küste von Jasmund das Ziel einer Exkursion, die die in Greifswald tagende Versammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft unternahm. Gewissermaßen als Begleitwort dazu beschrieb B e r e n d t (15) noch einmal die schon von J o h n s t r u p dargestellten Verhältnisse am Kieler Bache und das bis dahin noch unbekannte Profil der Wissower Klinten. Wie J o h n s t r u p führte er die Dislokationen auf Eisdruck zurück; aber er sah nicht mehr, wie sein Vorgänger, einfache, aufeinandergeschobene Schollen, sondern glaubte Systeme von liegenden Falten erkennen zu können. Die Sande zwischen den beiden Abteilungen des unteren Geschiebemergels, die J o h n s t r u p als normale Einlagerungen ansah, waren nach ihm unterdiluviale Sande der Rixdorfer Stufe, die jeweilig immer im Muldenkern auftreten; der Geschiebemergel in ihrem Hangenden und Liegenden ist der gleiche Horizont und liegt normal unter den Sanden. Dies war ein verhängnisvoller Irrtum, der mehr als alles andere dazu angetan war, die Theorie von der glacialen Entstehungsweise der Jasmunder Dislokationen zu diskreditieren. Schon die aus einigen 30 Teilnehmern

bestehende Exkursion konnte in den Profilen am Kieler Bache keine spitzen Mulden und Sättel, sondern nur Verwerfungen erkennen, wie *Herm. Credner* (6), der sich zu ihrem Sprecher machte, betont.

Zu demselben Resultate wie *H. Credner* hinsichtlich der Dislokationen am Kieler Bache gelangten nach eingehender Untersuchung *Cohen* und *Deecke* (17). Nach ihnen streichen die Verwerfungen NW—SO; in derselben Richtung verlaufen auch die Kreidezonen im Inneren von Jasmund, die Horste darstellen, während das untere Diluvium in Gräben liegt, die auch in der Landschaft als sumpfige, moorerfüllte Depressionen zu erkennen sind. Auch *v. Koenen* (18) hebt noch einmal seine früher geäußerte Anschauung im Gegensatz zu *Berendt* und *Wahnschaffe* hervor.

Zuletzt kommt auch *Berendt* (19) gegenüber seinen Angreifern noch einmal zu Worte. Er betont (wie hier vorausgeschickt sei, mit vollem Rechte), daß eine Überlagerung des Diluviums durch Kreide nicht abzuleugnen sei. Seine Gegner hatten behauptet, daß seine Auffassung der tektonischen Verhältnisse dadurch entstanden sei, daß er einen sehr schiefen Schnitt für ein Profil angesehen habe. Wiederum mit Recht führt er aus, daß ein spitzwinklig zum Streichen gelegter Schnitt zwar den Fallwinkel ändern, aber nicht die Art der Dislokation beeinflussen könne. Im übrigen aber gibt er zu, daß ein vollgiltiger Beweis bei der Mangelhaftigkeit der Aufschlüsse weder für noch gegen seine Auffassung zu führen sei.¹⁾

Weitaus die eingehendste Darstellung hat *Rudolf Credner* in seiner schönen Monographie der Insel Rügen (21) von den Jasmunder Dislokationen gegeben. Der Autor schließt sich der von *v. Koenen*, *Hermann Credner*, *Cohen* und *Deecke* gegebenen Deutung dieser Erscheinungen an, insofern als er gleichfalls in ihnen Verwerfungen sieht, die tektonischer Natur sind und nicht einem Gletscherschube ihr Dasein verdanken. Hingegen äußert er eine abweichende Meinung bezüglich der Richtung der Dislokationen. Während nämlich *v. Koenen* O—W, die anderen NW—NNW Richtung annehmen, erkennt er nicht weniger als 4 Hauptrichtungen an:

1. Die Richtung SSO—NNW mit Abweichungen zu N—S,
2. die Richtung O—W, mit Abweichungen zu OSO—WNW,
3. die Richtung NO—SW mit Abweichungen zu ONO—WSW,
4. die Richtung SO—NW.

¹⁾ *Stappff* (19a) vertritt die Ansicht, daß die Dislokation der Kreide im wesentlichen vor Ablagerung des Diluviums erfolgte. Durch spätere Verwerfungen und Abrutschungen wurde Diluvium in die Kreide eingeklemmt.

Die an vierter Stelle genannte Richtung kommt auf Jasmund nicht vor, sondern ist auf Arkona beschränkt.

Da das obere Diluvium an den Wissower Klinten, am hohen Ufer auf Arkona und vielen anderen Punkten flach mit starker Diskordanz auf dislozierter Kreide und unterem Diluvium liegt, so versetzt er die Dislokationsperiode in die Zeit zwischen der Ablagerung des unteren und oberen Geschiebemergels, d. h. in die letzte Interglacialzeit.

Von besonderem Interesse sind R. Credners Ausführungen über die Beziehungen zwischen Oberflächengestaltung und geologischem Bau. Von einer früher einheitlichen Kreideplatte sind drei Haupthorste stehen geblieben: Jasmund, Wittow (Arkona) und Möen. Auf der Westseite der Horste, gewissermaßen in ihrem Schatten, häufte sich das Diluvium in besonderer Mächtigkeit an und senkt sich allmählich zu einer flachen Küste hinab, während die Ostseite dem Meere eine steile Front zuwendet. Die Haupterhebung auf Jasmund stellt das Stubnitz-Plateau dar, an das sich im Norden ein fast westlicher, im Süden ein südwestlich verlaufender Höhenzug anschließt. Von dem Stubnitz-Plateau und seinen beiden „Flügelhorsten“ wird eine beckenförmige Einsenkung umschlossen, das zentrale Becken von Jasmund. Im nördlichen Flügelhorste besitzen die Kreide-Schichten im wesentlichen westliches, im südlichen südwestliches Streichen; ihre Streichrichtung fällt also mit der Längserstreckung der Höhenzüge zusammen. Die beiden Streichrichtungen und die entsprechenden Höhen setzen sich in den östlichen Teil der Stubnitz hinein fort und treten hier gewissermaßen in einer Scharung aneinander. Im nördlichen und südlichen Flügelhorste wie in den angrenzenden Teilen des Stubnitz-Plateaus verlaufen parallel dem Streichen der Kreide langgestreckte Höhenzüge und abflußlose Senken; sie stehen nach R. Credner in ursächlichem Zusammenhange mit der Tektonik und sind als einzelne Horste und Gräben, gewissermaßen zweiter Ordnung, anzusehen. Dem östlichen Teile des Stubnitz-Plateaus, dessen Dislokationen N—S streichen sollen, fehlen diese Oberflächenformen.

Gegen zwei Punkte der R. Credner'schen Darlegungen hat bald darauf Baltzer (23) Einspruch erhoben. Der erste betrifft die Faltungen der Kreide, die nach R. Credner nur eine gänzlich untergeordnete Rolle spielen und von ihm lediglich als Schleppungen oder Verbiegungen absinkender Schollen angesehen werden. Baltzer zeigt jedoch, daß z. B. an dem Steilufer nördlich vom Saßnitzer Damenbade und in dem Kreidebruche von Lenzberg bei Crampas Faltungen unabhängig von Verwerfungen auftreten. Daß neben tektonischen Dis-

lokationen auch Gletscherstauchungen vorhanden sind, beweisen ihm die Einpressungen von Diluvium in Kreide und die isolierten Kreideschollen, wie die von Dwasieden. Die wichtigste Abweichung der Baltzer'schen von der R. Credner'schen Auffassung besteht aber darin, daß er die Höhenzüge nicht wie R. Credner als Horste, sondern als Drumlins auffaßt, die unabhängig von der Tektonik ihre Form lediglich den Wirkungen des Inlandeises verdanken.

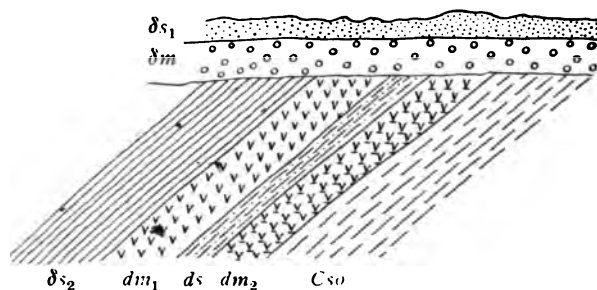
In seinem „Führer durch Pommern“ (24) wie in dem für den VII. Internationalen Geographen-Kongreß geschriebenen „Führer für die Rügen-Exkursion“ (25) vertritt Deecke wiederum seine schon früher ausgesprochene Ansicht von der tektonischen Ursache der Jasmunder Dislokationen; auch Wahnschaffe (29) ist dieser Anschauung nunmehr beigetreten und ihr schloß sich auch die von Cohen und R. Credner (28) geführte Rügenexkursion des Geographen-Kongresses an. Im Gegensatz dazu hatte J. Geikie (22, S. 428) nach einem Besuche der Rügener Aufschlüsse die Ansicht gewonnen, daß die Dislokationen in den Profilen der Jasmunder Ostküste keine Verwerfungen, sondern Überschiebungen darstellen, die auf den Druck oder Zug einer Eismasse zurückzuführen sind.

Der Erklärungsversuch von Bonney und Hill (26, 27) weicht von allen bisherigen ab. Die beiden Forscher nehmen an, daß bei Beginn der Glacialperiode die Rügener Kreide von tiefen Tälern durchzogen war. Diese wurden, bevor das ältere Inlandeis Rügen erreichte, bis zum Rande mit Schnee ausgefüllt und auf der nunmehr ausgeebneten Fläche lagerte sich gleichmäßig der graublaue (untere) Geschiebemergel mit seiner konstanten Einlagerung von geschichteten Sanden (*tripartite diluvium*) ab. Als später der Schnee schmolz, sank das dreiteilige untere Diluvium in die präglacialen Erosionsfurchen ein. So geistvoll dieser Erklärungsversuch ist, so steht er doch, wie sich zeigen wird, mit den Tatsachen in Widerspruch.

Zuletzt streift Deecke in zwei kürzlich erschienenen Arbeiten (30 und 31) das Problem der Jasmunder Dislokationen. Er spricht von schief einfallenden, schräg zum Streichen gerichteten Verwerfungen, die die Kreide durchsetzen und dadurch das Diluvium unter das Senon einfallen lassen, erkennt also Überschiebungen an. Die Dislokationen sind nach ihm tektonischer Natur; das nordische Inlandeis war aber insofern an ihnen beteiligt, als es Spannungen zwischen eisbedeckten und entblößten Teilen der Erdoberfläche hervorrief, durch die alte Brüche wieder lebendig wurden.

Stratigraphische Übersicht. Bevor wir auf die detaillierte Schilderung der Jasmunder Dislokationen eingehen, erscheint eine kurze stratigraphische Übersicht angebracht. Es sei hier aber nur das allgemeinste erwähnt; hinsichtlich der Einzelheiten sei auf die sich anschließende Darstellung der Profile verwiesen.

Das einzige präglaciale Formationsglied, das in Frage kommt und das stets die Unterlage der tiefsten Diluvialschichten darstellt, ist die obersenone Schreibkreide, deren petrographische Beschaffenheit und



Figur 1.

Schematisches Normalprofil der Schichtenfolge auf Jasmund.

Cs0 obersenone Schreibkreide; *dm2* untere Bank des unteren Geschiebemergels; *ds* Sande, Grande und geschiebefreie Tone zwischen den beiden unterdiluvialen Geschiebemergelbänken; *dm1* obere Bank des unteren Geschiebemergels; *δs2* sog. „interglaciale“ Schotter, Sande und Bändertone; *δm* oberer Geschiebemergel; *δs1* Decksand.

Fossilführung ich als bekannt voraussetzen darf. Die Kreide an und für sich ist ungeschichtet und nur ihre Feuersteinbänder deuten die Schichtung an; der Mangel an eigentlichen Schichtflächen macht es leider in den meisten Fällen unmöglich, Streichen und Fallen genau zu bestimmen. Dazu kommt noch, daß die makroskopischen Fossilien z. T. kein bestimmtes Lager zu haben scheinen und auch meist nicht häufig genug sind, um Horizonte zu unterscheiden, so daß in den meisten Fällen die für tektonische Zwecke so wichtige Einzelgliederung des mächtigen Kreidekomplexes ausgeschlossen ist.

Konkordant oder nahezu konkordant liegt auf der Kreide das untere Diluvium. Meist ruht der untere Geschiebemergel der Schreibkreide ohne wesentliche Störungen des Untergrundes auf; nur vereinzelt beobachtet man an der Grenze Breccien, in denen sich das Material beider Horizonte mengt; häufiger nimmt man an der Basis des Diluviums eine starke Anreicherung großer Geschiebe wahr. Das untere Diluvium ist dreiteilig entwickelt, insofern als sich zwischen zwei Bänke von blaugrauem Geschiebemergel konstant ein mehrere Meter

mächtiges System von geschichteten Sanden und geschiebefreien Tonen einlagert. Die beiden Geschiebemergel-Horizonte des unteren Diluviums sind einander recht ähnlich; meist unterscheidet sich der obere vom unteren nur durch größeren Sandgehalt und geringeren Reichtum an Geschieben. Beide enthalten meist auffallend wenig Kreidematerial. In den Sanden der mittleren Abteilung fand M u n t h e¹⁾ am Kieler Bache eine kleine Moosflora, von der einige Elemente arktischer Herkunft sind; am Eingang in den Küster'schen Bruch bei Saßnitz hatte S t r u c k m a n n (8) schon früher in diesen Sanden einen Süßwasser-Horizont mit verkohlten Pflanzenresten, kleinen Fischknochen, *Cyclas solida* und *Pisidium amnicum*, und etwas höher eine Schicht mit *Tellina solidula* nachgewiesen, so daß neben limnischen und fluviatilen auch marine Bildungen vorzukommen scheinen.

Wahrscheinlich hat man die Sande und Tone zwischen den beiden unterdiluvialen Geschiebemergeln, die auch auf dem Festlande eine ziemlich weite Verbreitung haben, nicht auf eine längere Interglacialperiode, sondern auf eine mehr lokale Schwankung des Eisrandes zurückzuführen.

Mit der höheren Bank von blaugrauem Geschiebemergel schließt nach meiner Auffassung das untere Diluvium ab. Eigentliche Interglacialsschichten scheinen zu fehlen. Die B ä n d e r t o n e , S a n d e und G e r ö l l s c h i c h t e n , die, soweit ich ihre Lagerung feststellen konnte, noch k o n k o r d a n t a u f u n t e r e m G e s c h i e b e m e r g e l ruhen, rechne ich bereits zum oberen Diluvium; ich sehe in ihnen Schichten, die sich vor dem vorrückenden Eise der zweiten Glacialzeit bildeten, im Gegensatz zu D e e c k e , der in ihnen fluvio-glaciale Bildungen aus der Rückzugsperiode des ersten Inlandeises erblickt. Diesen Schluß legt mir das massenhafte Vorkommen von Kreide-Geröllen in einzelnen Horizonten dieser Abteilung nahe, das sich nicht erklären ließe, wenn man es lediglich mit ausgewaschenen Teilen der unteren Grundmoräne zu tun hätte. Das Kreidematerial konnte sich erst beimengen, als die Kreide-Schichten bereits disloziert waren, d. h. als nach meiner Auffassung das zweite Inlandeis bereits in der unmittelbaren Nachbarschaft der heutigen Jasmunder Ostküste lag. Als dann das jüngere Inlandeis noch weiter vorrückte, wurden diese Schotter, Sande und Bändertone zusammen mit dem unterlagernden

¹⁾ M u n t h e , Studien über ältere Quartärablagerungen im südbaltischen Gebiete. Bull. Geolog. Institut. Univers. Upsala III. 1, 1897, S. 51 und Bih. K. Vet. Akad. Handl. 18, 1892, S. 64—68.

unteren Diluvium und der Kreide disloziert, wie man an einigen Profilen wahrnehmen kann. Ähnlich ist die Reihenfolge der Ereignisse bei der alpinen Rigimolasse: ihre Schotter sind Zertrümmerungsprodukte eines in einer älteren Phase des Alpenaufbaues gebildeten Gebirges; eine jüngere, weiter nach außen dringende Gebirgsfaltung dislozierte auch sie noch einmal.

Auf die Dislokationsperiode, deren Wirkungen wir später im einzelnen verfolgen werden, folgte eine Zeit stärkster Abtragung, durch die eine ebene oder wellige Oberfläche geschaffen wurde. Auf ihr gelangten später, meist in starker Diskordanz mit den älteren dislozierten Schichtgliedern, jüngere Ablagerungen des oberen Diluviums zur Ablagerung. Es ist dies zumeist ein oberer Geschiebemergel, der sich von dem unteren durch hellere Färbungen, häufiges Vorkommen von Kreidefetzen und Feuerstein und relative Armut an Geschieben unterscheidet. Er wird seinerseits wieder an vielen Stellen von Decksanden überlagert, die als sein Auswaschungsrückstand angesehen werden müssen.

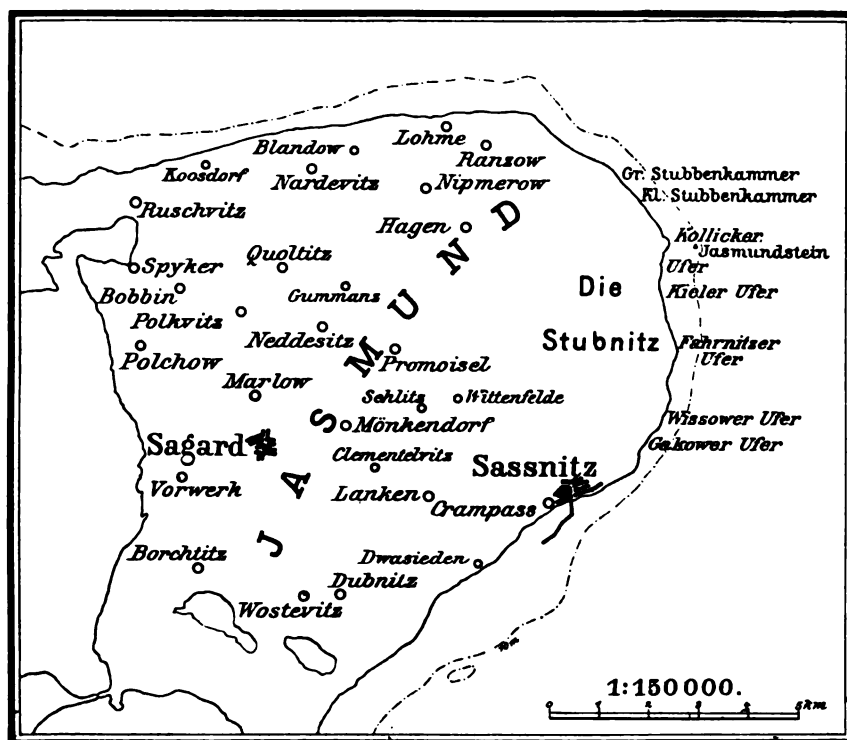
Beschreibung der wichtigsten Aufschlüsse.

Küstenstriche zwischen Saßnitz und Stubbenkammer. Für die Beobachtung der Dislokationen der Kreide und des unteren Diluviums kommen außer zahlreichen Aufschlüssen in den Kreidebrüchen besonders die östliche und nördliche Steilküste von Jasmund sowie Arkona in Betracht, vor allen Dingen die durch ihre landschaftlichen Reize berühmte Küstenstrecke zwischen Saßnitz und Stubbenkammer. Die Reihe der zusammenhängenden Aufschlüsse beginnt auf dieser Strecke wenige Schritte nordöstlich vom Saßnitzer Damenbade unter den Gebäuden der prinzlichen Villa. Unmittelbar an dem Wege, der vom Strande nach dem Stubnitzplateau hinaufführt, steht in einer kleinen Steilwand Kreide an, die von einer sehr feuersteinreichen Gerölllage bedeckt wird; ob diese oberes Diluvium oder lediglich Gehängeschutt darstellt, läßt sich kaum entscheiden.

Profil 1.¹⁾ Geht man einige Schritte weiter am Strande, so sieht man die Feuersteinbänder der Kreide nördlich einfallen und diese selbst bald unter Diluvium versinken. Konkordant auf ihr liegt hier eine eigentümliche, mehrere Meter mächtige Breccie, in die die Sturm-

¹⁾ Ich bezeichne ähnlich wie Puggaard die Profile an der Strecke Saßnitz-Kollicker Ort mit Nummern, da dies kürzer und eindeutiger ist als eine rein topographische Benennung.

flut vom 30./31. Dezember 1904 eine tiefe Höhlung hineingefressen hatte. Schreibkreide und Feuersteine überwiegen in der Breccie, nordisches Gesteinsmaterial tritt zurück; sie umschließt in ihrem unteren Teile eine etwa $1\frac{1}{2}$ m mächtige Schotterlage, in der nordische Geschiebe etwas häufiger sind. Derartige Breccienbildungen an der Grenze von Kreide und unterem Diluvium sind auf Rügen selten, scheinen aber auf Mön häufig aufzutreten. (Schicht 6 bei Johnstrup 7, S. 551, a, bei



Figur 2.

Kartenskizze der Halbinsel Jasmund.

Puggaard 5, S. 23.) Auf diese Brecciensichten folgt der gewöhnliche, hier meist braun verwitterte untere Geschiebemergel, der auf einer Strecke von 120 Schritt ansteht. Es finden hier dauernd Abrutschungen statt, die die Lagerungsverhältnisse nicht klar erkennen lassen. Weiter oben am Abhange werden die graugrünen und rostroten unterdiluvialen Sande sichtbar, die wir bald noch genauer kennen lernen sollen.

Profil 2¹⁾. Nun hebt sich die Kreide wiederum mit 45° südlichem Fallen und es beginnt das von B a l t z e r bereits dargestellte Faltenprofil. Im südlichen Teile des Profils erblickt man in der südfallenden Kreide eine von wirrgelagertem Diluvium erfüllte Tasche von mehreren Metern Länge. (Taf. III, Fig. 1.) Die Kreideschichten sind dabei auffallend wenig disloziert und ihre Feuersteinbänder stoßen diskordant an dem eingepreßten Diluvium ab. Die Masse, die die Tasche erfüllt, ist zum größten Teile Geschiebemergel mit großen nordischen Blöcken; daneben finden sich aber auch Kreide in einzelnen Fetzen und langgezogenen Schmitzen, unregelmäßiges Haufwerk von Feuersteinknollen und stellenweise Reste von geschichteten Sanden. Eigentümlich ist die Form dieser Einpressung, die in ihrem oberen Teile die Kreide steil durchsetzt, nach abwärts sich aber verflacht und also etwa die Form eines Stiefels besitzt. Ob das Material der Tasche dem unteren oder oberen Diluvium entstammt, ist nicht ganz sicher zu entscheiden; wahrscheinlicher ist das erstere.

Profil 3. Nachdem die noch immer südfallende Kreide einige Zerknitterungen durchgemacht hat, bildet sie ein ganz regelmäßiges stehendes Gewölbe, an das sich nördlich sofort eine mit unterem Diluvium erfüllte flache Mulde anschließt. Der nach Süd fallende Nordschenkel der Mulde steigt unter 30° empor und bildet den Felszahn der Bläse, den ersten der großen Klippenreihe zwischen Saßnitz und Stubbenkammer. Auf diesen Felsen folgt ein etwa 200 Schritt langer, ganz aus Kreide bestehender, mäßig steiler Abhang, der nur in seinem obersten und untersten, von der Sturmflut angefressenen Teile senkrechte Wände aufweist. Die Kreideschichten bilden auf dieser Strecke einen mäßig flachen Sattel und fallen daher in den nördlichen Teilen dieses Abhanges mit etwa 25° nach Norden ein.

Profil 4. Zwischen die Kreidefelsen schaltet sich jetzt die etwa 200 Schritt breite Mulde des Gakower Ufers oder der Piratenschlucht ein. Prächtiger Buchenwald zieht sich von der Höhe bis an den Strand hinab und bedeckt zum größten Teile das Anstehende, das aber sicher Diluvium ist. Erst am Nordende der Piratenschlucht findet sich das interessante Profil aufgeschlossen, das auf Tafel II, Fig. 1 dargestellt ist.

¹⁾ Die hier beschriebenen Küstenansichten sind nicht Profile im eigentlichen Sinne des Wortes, insofern als ihre Schnittebene meist nicht senkrecht zum Streichen der Schichten steht; ebenso sind die Bezeichnung „nördliches“ und „südliches“ Fallen nicht genau, da sich Streich- und Fallrichtung meist nicht mit Sicherheit ermitteln lassen. Es handelt sich in den meisten Fällen etwa um SW, bzw. NO Fallen.

Im Liegenden des schön entblößten unteren Diluviums hebt sich wiederum die Kreide mit etwa 30° südlichem Fallen heraus; völlig konkordant liegt auf ihr eine etwa 2¹/₂ m mächtige Bank von blaugrauem, fettem unterem Geschiebemergel, der sehr wenig Feuersteingerölle enthält. An ihrer Basis bemerkt man eine Anreicherung von großen Geschieben, die teilweise noch in die Kreideunterlage eingepreßt sind. Auf dieser Bank von unterem Geschiebemergel liegen, ebenfalls völlig konkordant und nicht gefaltet, 7—8 m geschichtete Sande, die eine ungeschichtete Tonbank einschließen. An der Basis der Sande beobachtet man eine geringmächtige Schotterlage, die fast ausschließlich nordisches Material enthält. Über den geschichteten Sanden folgt in dem Profil wiederum blaugrauer Geschiebemergel, der aber sandiger ist als der der unteren Bank und so gut wie gar keinen Feuerstein mehr führt. In senkrechter Stellung folgen weiter oben am Abhange Sande, die identisch mit den bereits beschriebenen sind; daß sie auf dem Kopfe stehen, beweist u. a. auch die schon erwähnte Schotterschicht, die hier über den Sanden am Abhange liegt. Den Abschluß nach oben bildet ein Geschiebemergel, der augenscheinlich mit der unteren Bank identisch ist und an einer Stelle noch einen isolierten Rest von Kreide trägt. Es scheint mir ziemlich klar zu sein, daß es sich hier um eine allerdings etwas unregelmäßig gestaltete, liegende Mulde handelt, deren Kern die obere Bank des unteren Geschiebemergels bildet. Allerdings ist die Lagerung im steilgestellten Mittelschenkel nicht so regelmäßig, wie in dem flacheren Muldenschenkel; besonders scheinen des ersteren mittlere Sande verdrückt und in ihrer Mächtigkeit reduziert zu sein; auch besitzen beide Schenkel wahrscheinlich von einander abweichendes Streichen.

Auch B o n n e y und H i l l sind auf das schöne Profil am Gakower Ufer bereits aufmerksam geworden und sie bilden es sogar zweimal ab. (26, 1899, S. 320, 1901, S. 11). Ein Vergleich zwischen ihrer zweiten Darstellung und der meinigen zeigt, daß wir im wesentlichen das gleiche beobachtet haben. Nur glaube ich den beiden britischen Forschern nicht beipflichten zu können, wenn sie die oberen Schichten dieses Profils dem oberen Diluvium zuschreiben.

Profil 5 (vgl. Fig. 3 links). Die Kreide, die das konkordante Liegende dieses interessanten Diluvialprofils bildet, hebt sich nördlich vom Gakower Ufer mit Südfallen wieder empor und bildet den steilen Felsen des Hengst, dessen Gipfel den bekannten Burgwall trägt. Je weiter nach Norden, desto steiler fällt die Kreide nach Süden ein, bis sie schließlich nahezu senkrecht steht. Nun zieht sich wiederum unfern des Lenzer Baches Wald bis zum Strande hinab und bedeckt in den unteren Teilen

des Abhanges alles Anstehende. Weiter oben aber wird noch immer Kreide sichtbar und läßt vermuten, daß sie zunächst auch noch im unteren Teile den Untergrund bildet. Erst etwa 70 Schritt südlich von der Mündung des Lenzer Baches folgt ein Aufschluß: die oberen Teile des Abhanges setzt noch immer Kreide zusammen; unter ihr sind jedoch in der Reihenfolge von oben nach unten mit südlichem Fallen von ca. 30° aufgeschlossen: der Geschiebemergel dm_1 , die Sande ds und schließlich dm_2 . Alle drei Glieder des unteren Diluviums scheinen in ihrer Mächtigkeit stark reduziert zu sein. Geht man einige Schritte nach Norden weiter, so wird man gewahr, daß das untere Diluvium unter der Kreide ein Gewölbe bildet; etwa 10 Schritt von der Mündung des Lenzer Baches biegt es sich plötzlich mit Nordfallen nach abwärts und schießt steil unter die Kreide ein, die allein durch den Unterlauf des Lenzer Baches aufgeschlossen ist. Die eigentümliche Lagerungsform des unteren Diluviums unter der Kreide bezeichnet man wohl auch als falsches Gewölbe; das bekannteste Beispiel hierfür liefert die Axenstraße am Vierwaldstätter See, wo Eocän scheinbar als Gewölbekern inmitten rings geschlossener Kreideschichten auftaucht.

Profil 6 (vgl. Fig. 3 rechts). Für die nächsten 60 Schritte nördlich von der Mündung des Lenzer Baches setzt Kreide allein die Abhänge bis hinab zum Strande zusammen; sie fällt zunächst mit etwa 40° nach Süden, bildet dann ein deutlich aufgeschlossenes Gewölbe und schießt schließlich steil mit 70—80°, nach Norden ein. 60 Schritt nördlich vom Lenzer Bache ist die Grenze von Kreide und unterem Diluvium durch einen neuen Abbruch prachtvoll entblößt. Unmittelbar unten am Strandwege sieht man blaugrauen Geschiebemergel mit etwa 70° Nordfallen auf Kreide liegen; weiter oben am Abhange wird die Grenze senkrecht und zeigt schließlich südliches Einfallen. Unter dem hier vielleicht durch Stauchung ungewöhnlich mächtigen Geschiebemergel dm_1 folgen jenseits eines kleinen Einschnittes die Sande und schließlich dm_2 , der wiederum der Kreide völlig konkordant aufrucht und an seiner Basis zahlreiche große Geschiebe, ein Geschiebepflaster, wenn man so will, führt.

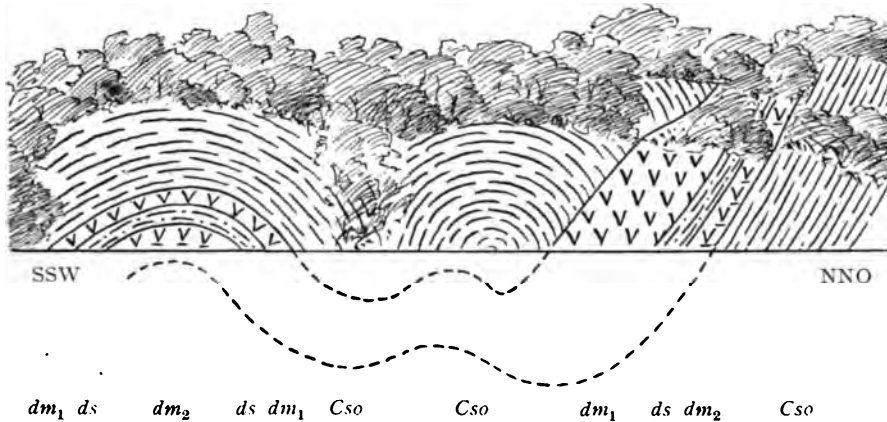
Im Profile 6 sind besonders die mittleren Sande ds schön aufgeschlossen. Zwischen die beiden Bänke des unteren Geschiebemergels ist hier die folgende Schichtreihe eingeschaltet (von oben nach unten):

5. Dünngeschichtete Tonmergel und Feinsande, nach oben allmählich in den hangenden Geschiebemergel übergehend, dessen unterster Teil auffallend steinfrei ist, ca. 1 m 30 cm.

4. Meist gröbere, lockere, teilweise kiesige Sande, ca. 1 m.
3. Ungeschichtete, geschiebefreie Mergelbank, 1½ m.
2. Kreuzgeschichtete, meist ziemlich grobe, stellenweise sogar kiesige Sande, 1½ m.
1. Grobe, lockere Schotter, meist nordischer Herkunft, ca. 35 cm.

Die Geschiebemergelbank dm_1 enthält etwas weiter oben Kieselsteinen.

Das falsche Gewölbe des Profils 5 wäre allein für sich unverständlich, falls es nicht eine Verbindung mit einem die Oberfläche erreichenden Diluvialstreifen besitzt. Als diese Verlängerung des Gewölbes 5 sehe



Figur 3.

Profil 5 und 6 an der Mündung des Lenzer Baches. Maßstab 1:2000.

Cso oberes Kreide; dm_2 untere Bank des unteren Geschiebemergels; ds unter-diluviale Sande etc; dm_1 obere Bank des unteren Geschiebemergels.

ich die Diluvialeinlagerung des Profils 6 an: ich vermute, daß dieser Streifen sich unter dem Meeresniveau nach Süden verlängert und durch eine sekundäre Auffaltung südlich vom Lenzer Bache noch einmal im Gewölbe 5 auftaucht. Ob diese in Figur 3 durch die gestrichelten Linien zur Darstellung gebrachte Anschauung richtig ist, dürfte unschwer durch eine Bohrung zu ermitteln sein. Es sei hier bereits hervorgehoben, daß auch an anderen Stellen auf Jasmund derartige „falsche Gewölbe“ nachzuweisen sind.

Profil 7. Es folgt nun auf eine längere Zeit am Wissower Ufer nur Kreide, die im allgemeinen mehr oder weniger steil nach Süden einfällt; an mehreren Stellen lassen sich sekundäre Faltungen, vielleicht sogar Überschiebungen innerhalb der Kreide erkennen; einige Dis-

lokationen sind so auffallend, daß sie selbst auf Ansichtskarten deutlich sichtbar sind. Die Abhänge sind auf dieser Strecke teilweise abgeschrägt und bewachsen; nur unten am Strande und in den obersten Teilen gewahrt man senkrechte Abbrüche. Erst an der Mündung des Wissower Baches ist durch neue, großartige Abrutschungen ein schönes Diluvialprofil entblößt worden. Hier sieht man besonders deutlich das dreigeteilte untere Diluvium auf eine lange Strecke unter die Kreide einschließen. Die Grenze zwischen dm_1 und der hangenden Kreide war im Frühjahr und Sommer 1905 gut aufgeschlossen und verlief N 25 W rechth. An dieser Grenze konnte man beobachten, daß die Kreide sehr viel leichter von den Wellen zerstört wird, als der zähe untere Geschiebemergel, der infolgedessen wie ein Eruptivgesteinsgang herausstand.

Profil 8. Hat man die aus WSW fallender und im allgemeinen N 25 W streichender Kreide bestehende Wand im Liegenden des Diluvialstreifens 7 umschritten, so steht man vor dem schönsten Profil, das zur Zeit an der Ostküste von Jasmund aufgeschlossen war und das auf Taf. II Fig. 2 dargestellt ist. Völlig konkordant auf der Kreide liegt die untere Geschiebemergelbank dm_2 ; darüber folgen wie in den anderen Profilen die Sande ds und die obere Geschiebemergelbank dm_2 ; diese läßt aber sehr deutlich eine Stauchung erkennen, die sich darin ausspricht, daß sie sich stark in der Richtung von N nach S, am Abhange von oben nach unten reduziert. Ebenso deutlich zeigen sich Stauchungen in der Kreide, die auf eine weite Strecke dm_1 überlagert; ihre Feuersteinbänder, die kurz zuvor annähernd konkordant mit dem Diluvialstreifen nach Süden einfielen, biegen an der Dislokation in einem spitzen Winkel um, so daß sie auf dem Diluvium nahezu senkrecht stehen. Die Krönung des Aufschlusses bildet das obere Diluvium, das in Gestalt von Schottern und braungelbem Geschiebemergel diskordant mit horizontaler Fläche den querdurchschnittenen Schichten der hangenden Kreide auflagert.

Das Profil 8 stellt gewissermaßen ein Normalprofil dar, das sich mit gewissen Abänderungen häufig an der Jasmunder Ostküste wiederholt. Das dreigeteilte untere Diluvium wird von Kreide unter- und überlagert. An seiner unteren Grenze herrscht völlige Konkordanz und Stauchungen fehlen vollständig. Die obere Grenze bezeichnet eine tektonische Diskordanz und hier treten regelmäßig Stauchungserscheinungen

auf, die sich teils in einer mehr oder minder starken Auswalzung des Diluviums, teils in einer Änderung der Fallrichtung und Zerknitterung in der hangenden Kreide äußern.

Bonney und Hill haben das schöne Profil 8 bereits im Jahre 1901 beschrieben; ihre Darstellung (27, S. 12 Fig. 6, S. 13 Fig. 7) ergänzt die meinige in einigen Punkten, die im Jahre 1905 nicht mehr zu sehen waren. Am Nordende des Profils schaltet sich zwischen der hangenden Kreide und dm_1 ein etwa 1' mächtiges Band von Sand und Bänderton ein; nach ihrer Lage auf Geschiebemergel zu urteilen hat man es hier mit Schichten zu tun, die man früher allgemein als interglacial bezeichnet, die aber nach meiner Auffassung bereits jungglacial sind. Diese Stelle beweist ebenso wie eine Anzahl von anderen Profilen, daß die Schichten, die nach meiner Anschauung sich vor dem Rande des herannahenden zweiten Inlandeises bildeten, noch in die Dislokationen mit einbezogen wurden.

Der südliche Teil des Profiles 8 war im Jahre 1905 durch mächtige Kreidemassen verschüttet. Bonney und Hill beobachteten 1901 hier, daß die hangende Kreide in der Richtung von N nach S zuerst auf dm_1 , dann auf den mittleren Sanden ds und schließlich auf dm_2 liegt; die Dislokation schneidet also das Diluvium schief durch, oder mit anderen Worten, dieses spitzt sich nach Süden und nach abwärts zu, ein Vorgang, der auch in dem nächsten Profile zu beobachten ist.

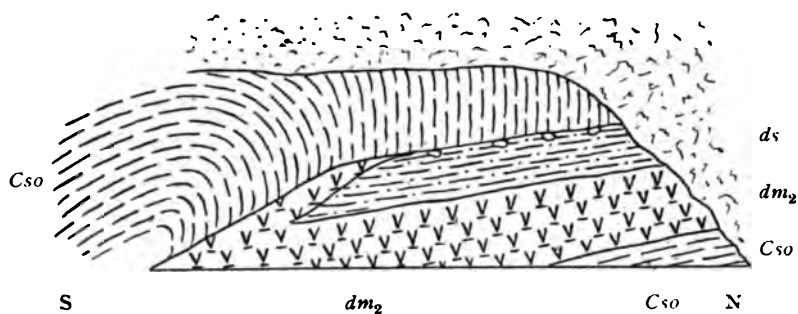
Profil 9. (Vgl. 4a und 4b.) Einige hundert Schritte weiter ist unmittelbar am Fuße der kleinen Wissower Klinte ein kleines, aber sehr lehrreiches Profil entblößt. Auch hier biegt die hangende Kreide, die ursprünglich nach Süden einfällt, gegen das sie unterlagernde Diluvium im spitzen Winkel um, so daß ihre Feuersteinbänder auf diesem nahezu senkrecht stehen. Noch stärkere Schleppungserscheinungen weist das Diluvium auf. Im nördlichen Teile des Profiles fehlt die obere Geschiebemergelbank dm_1 ganz oder nahezu ganz; zwischen den mittleren Sanden ds und der hangenden Kreide findet sich nur hin und wieder noch ein Rest von Geschiebemergel, öfters nur ein einzeltes Geschiebe; es ist aber, wie sich gleich zeigen wird, fraglich, ob man in diesen geringen Resten Überbleibsel der oberen Geschiebemergelbank zu erblicken hat. Auf der Südseite des Profiles sieht man nämlich, daß die untere Geschiebemergelbank, die auf der nördlichen Seite die Sande ganz regelmäßig unterlagert, zusammengestaucht und über die Sande hinweggedrückt ist. Man könnte also in den Fetzen von Geschiebemergel an der Grenze von hangender Kreide und Sanden vielleicht auch abgelöste Reste von



E. Ph. phot. 1905.

Figur 4 a. Die kleine Wissower Klinte.

Die höchsten Teile bestehen aus oberem Geschiebemergel, die mittleren aus Kreide. An der Basis sieht man das auf Fig. 4 b dargestellte Diluvialprofil.



Figur 4 b. Profil 9 am Fuß der kleinen Wissower Klinte. Maßstab 1:500.

Cso oberste Kreide; *dm₂* untere Bank des unteren Geschiebemergels; *ds* unterdiluviale Sande. In den hangenden Teilen von *ds*, dicht unter der hangenden Kreide *Cso*, geschleppte Reste von Geschiebemergel.

dm_1 vor sich haben. Zwischen der unteren Geschiebemergelbank und der liegenden Kreide besteht auch nicht die geringste Diskordanz. Den oberen Teil des Abhanges bildet, der Kreide diskordant auflagernd, wieder heller oberer Geschiebemergel, aus dem bekanntlich zum größten Teile die malerischen Zacken der kleinen Wissower Klinte bestehen.

Profil 10. Die liegende Kreide des Profils 9 steigt nun zu einem flachen Gewölbe empor, senkt sich aber bereits nach wenig Schritten zu einer Mulde, in der wiederum Diluvium unmittelbar an den Strand tritt. Über dem Geschiebemergel dm_2 sind die Sande ds aufgeschlossen, die teilweise mit dm_1 verknetet sind; im Kerne dieser Mulde erscheint jedoch, auf drei Seiten von Diluvium eingeschlossen, eine breite Kreidemasse mit sehr verworrenen Feuersteinbändern.

Von dieser Mulde aus steigt das Diluvium am Abhange in die Höhe und ist dort in steiler Lagerung auf der Innenseite der großen Wissower Klinte sichtbar; von hier ist seine Stellung und die diskordante Überlagerung bereits längere Zeit durch die Profile von Berendt und R. Credner bekannt geworden.

- Profil 11. (Vgl. Fig. 5.) Es folgt nun zu beiden Seiten des Aufganges zur Waldhalle ein größtenteils überwachsener Abhang, in dem die



Figur 5. Profil 11 an der Ernst Moritz Arndt-Warte. Maßstab 1:2000.

C_{so} oberste Kreide; dm_2 untere Bank des unteren Geschiebemergels; ds unterdiluviale Sande; dm_1 obere Bank des unteren Geschiebemergels. Zwischen dm_1 und dm_2 ist eine nach unten spitz ausgehende Partie ds sichtbar.

Kreideschichten mäßig steil nach Süden einfallen. Erst am Südfuße der durch ihren prächtigen Blick auf die Wissower Klinten berühmten Ernst Moritz Arndt-Warte stößt man wieder auf Diluvium, das hier unter höchst interessanten Lagerungsverhältnissen erscheint. Schon aus großer Entfernung sieht man einen breiten Diluvialstreifen der Kreide

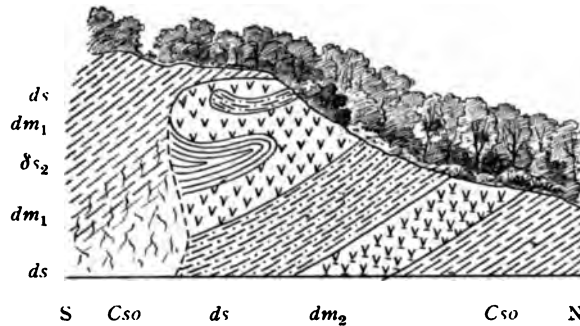
im unteren Teile flacher, im oberen steiler, in völliger Konkordanz auflagern. Die Grenze von Diluvium und hangender Kreide auf der Südseite des Profiles verläuft anscheinend sehr steil; aber erst, wenn man das Profil genauer begeht, erkennt man, daß diese Südgrenze des Diluvialstreifens ihre steile Lage nicht bis zum Strande beibehält, sondern kurz vorher nahezu im rechten Winkel umbiegt. Das Diluvium des Profiles 11 entsendet in geringerer Höhe über dem Strande unter die hangende Kreide eine etwa 50 Schritt lange Geschiebemergelzunge. Diese ist nicht ganz flach gelagert, sondern bildet zwei Gewölbe, von denen das nördliche bis zu $4\frac{1}{2}$ m über dem Strande aufsteigt; die Feuersteinbänder der hangenden Kreide stehen auf dieser Geschiebemergelzunge nahezu senkrecht. Denkt man sich, daß der Schnitt, den die Strandlinie darstellt, nur 2 m höher erfolgt wäre, so würden die beiden sekundären Aufwölbungen der Diluvialzunge falsche Gewölbe darstellen, die rings von Kreide umschlossen sind; es würde also das Bild resultieren, das wir bereits am Lenzer Bache kennen gelernt haben.

Auch das Diluvium des höheren die Kreide durchsetzenden Teiles von Profil 11 zeigt einige Komplikationen. Nur der nördliche Teil läßt das dreiteilige Diluvium in einfacher Aufeinanderfolge und konkordant auf der liegenden Kreide erkennen; im südlichen Teile ist das Diluvium wieder emporgepreßt, so daß es im ganzen eine liegende Mulde bildet; dabei sind aber die Sande des Südschenkels auf eine längere Strecke zwischen den beiden Geschiebemergeln ausgequetscht worden.

Das Bild, das sich ergibt, hat zweifellos eine gewisse Ähnlichkeit mit den Berendt'schen Faltenprofilen; daß man es jedoch nicht mit einer regelmäßigen liegenden Falte, sondern lediglich mit einer Komplikation an einer Überschiebung zu tun hat, zeigt die starke tektonische Diskordanz zwischen Diluvium und hangender Kreide, besonders in der nach Süden verlängerten Geschiebemergelzunge.

Profil 12. (Vgl. Fig. 6.) Wenig weiter nördlich folgt dann, getrennt durch einen Streifen südfallender Kreide, der in jähren Wänden aufragt, das interessante Profil, dessen Deutung mir anfänglich große Schwierigkeiten bereitet hat. Im unteren Teile des Profiles lagert konkordant auf Kreide, wie gewöhnlich, das dreiteilige Unterdiluvium. Über der oberen Geschiebemergelbank sieht man aber hier Schichten auftreten, die sonst fast in allen Diluvialstreifen der Jasmunder Kreideküste fehlen; es sind dies zunächst Schotter, die sehr reich an Feuer-

stein und auch Kreidegeröllen sind, und darüber braungelbe, kreuzgeschichtete Sande. Diese Schichten sind uns vom Steilufer südlich von Crampas bis zum Parke von Dwasieden und noch darüber hinaus wohl bekannt; sie liegen hier zwischen unterem und oberem Geschiebemergel und wären also nach der älteren Nomenklatur als „interglacial“ zu bezeichnen. Man sieht deutlich, daß diese „Interglacialsschichten“ mit dm_1 etwa in der Mitte der Steilwand eine liegende nach Süd geöffnete Mulde bilden; weiter oben am Abhange schließt sich an diese



Figur 6. Profil 12 am Tipper Ort. Maßstab 1:2000.

Cso oberste Kreide; dm_2 untere Bank des unteren Geschiebemergels; ds unterdiluviale Sande; dm_1 obere Bank des unteren Geschiebemergels; ds_2 „interglaciale“ Schotter und Sande. Die Buchstaben links vom Profil beziehen sich auf die Schichtfolge in der Mitte des Profils.

ein gleichfalls liegender Sattel an, in dessen Kern noch einmal die Sande ds des unteren Diluviums auftreten. Auf den hangenden Schenkel dieses liegenden Sattels, den der mit vielen Kreidefetzen vermengte Geschiebemergel dm_1 bildet, legt sich dann die Kreide der südlich anschließenden Scholle, die die höchsten Teile des Abhanges zusammensetzt. Nur im obersten Teile dieses Profils liegt Kreide unzweideutig auf Diluvium; weiter unten scheinen beide Formationen in einer sehr unregelmäßig verlaufenden Grenzlinie aneinander abzustößen.

Dieses Profil ist deswegen von besonderer Bedeutung, weil es uns deutlich zeigt, in welcher Zeit die Dislokationen vor sich gingen. Die Schichten im Hangenden des Geschiebemergels dm_1 können nicht altdiluvial sein, d. h. Abschleppmassen des unteren Geschiebemergels darstellen, denn sie enthalten außerordentlich viel Kreidematerial; die Kreide lag aber beim Rückzuge des älteren Inlandeises unter mächtigen Grundmoränenmassen vergraben und diese selbst enthielten meist sehr wenig Kreidebestandteile. Ebenso wenig stellen die kreide-

reichen Schotter und Sande interglaciale Sedimente dar; man hat vielmehr in ihnen echt fluvioglaciale Bildungen zu sehen, die sich vor dem Rande des herannahenden zweiten Inlandeises bildeten und zwar zu einer Zeit, als der Eisrand nicht mehr fern lag und bereits Kreide aufgeschürft hatte. Denn die Kreidegerölle, die sich in den fraglichen Schottern in großer Menge finden, konnten sicherlich keinen weiten Transport vertragen. Die Schotter sind also bereits jungglacial. Noch etwas jünger ist aber natürlich der Vorgang, der sie zu einer liegenden Falte zusammenschob. Wenn auch, wie später gezeigt werden soll, interglaciale Erdbewegungen auf Rügen nicht ganz geleugnet werden dürfen, so fällt doch die hauptsächlichste Dislokationsperiode in das Jungglacial und ihr Zusammenhang mit dem letzten Inlandeise ist evident.

Das Profil 12 ist bereits B o n n e y und H i l l bekannt, die seine starken Faltungen erwähnen, sonst aber nicht aus ihm klug geworden zu sein scheinen.

Die bis hierhin besprochenen Aufschlüsse sind weitaus die reichsten der Jasmunder Ostküste; dazu kommt, daß hier die Sturmflut vom 30/31. Dezember 1904 vielfach ganz frische Abbrüche geschaffen hat, die weiter nördlich fehlen. Vom Tipper Ort bis zum Jasmund-Stein, also am Fahrnitzer, Kieler und Kollicker Ufer wiederholt sich im wesentlichen nur das, was wir, meist in schönerer Ausbildung, bereits kennen gelernt haben. Da es sich aber, besonders am Kieler Ufer, um altbekannte Aufschlüsse handelt, an die besonders die verschiedenen Theorien der letzten Jahrzehnte anknüpften, so erscheint es notwendig, auch auf sie etwas genauer einzugehen.

P r o f i l 13. Unmittelbar südlich von der Spitze des Tipper Ort liegt eine flache Diluvialmulde, die etwa der des Profils 3 entspricht; nördlich von ihr kann man ausnahmsweise das Streichen der Kreide einmal scharf bestimmen. Ich maß an drei nahe bei einander gelegenen Stellen: N 60 W, N 20 W und N 35 W; das ergibt also im Mittel ungefähr NW.

Interessant ist in dieser Gegend besonders das obere Diluvium. Diskordant auf der Kreide lagern mächtige, sehr hell gefärbte Gebilde. Genau läßt sich ihre Beschaffenheit nicht feststellen, weil sie dem Fuße unerreikbaar sind; doch gewinnt man den Eindruck, daß in ihnen sehr viel Kreidematerial mit wenig Diluvium (neben Geschiebemergel auch Sande) gemengt ist. Erst in den obersten Teilen des Profiles am Tipper Ort erscheint auch der typische gelbbraune obere Geschiebemergel. 4

Profil 14. Dieses Profil am Fahrnitzer Ufer entspricht ungefähr dem Normalprofil 8. Dreigeteiltes unteres Diluvium, das konkordant Kreide aufliegt, fällt seinerseits flach unter etwas geschleppte Kreide ein.

Profil 15. Hier wiederholt sich das gleiche Bild; nur ist die hangende Kreide weniger stark geschleppt, hingegen die obere Geschiebemergelbank dm_1 stark reduziert.

Profil 16. Nun beginnt die von Johnstrup, Berendt, Deecke und Cohen abgebildete Profilreihe südlich vom Kieler Bache. Nach Berendt sollte zunächst eine liegende Kreidefalte mit deutlich sichtbarer Umbiegungsstelle kommen; diese Falte ist vorhanden, aber ich glaube sie anders deuten zu müssen als Berendt. Ihre Umbiegungsstelle liegt nämlich nicht in der Mitte der Scholle, sondern dicht an der Grenze von Kreide zu dem sie unterlagernden Diluvium; die etwas weiter nach Süden liegenden Kreidepartien fallen hingegen einheitlich mit $15-20^\circ$ nach Süden ein und lassen keinerlei Faltenbau erkennen. Ich sehe daher in der hangenden Kreide des Profils 16 lediglich eine an und für sich ungefaltete Scholle, die nur an der Grenze von Kreide zu unterlagerndem Diluvium eine Schleppung erfahren hat, wie dies in den meisten Profilen der Fall ist. Auffällig ist in diesem Profil, daß das untere Diluvium in einer fast horizontalen Linie auf eine lange Strecke von Kreide überlagert wird. Das Bild ist jetzt noch klarer, da der von Cohen und Deecke verzeichnete Schuttkegel im südlichen Teil des Profils fortgeschwemmt worden ist. Das dreiteilige untere Diluvium dieses Profils bietet keinen Anlaß zu besonderen Beobachtungen.

Profil 17. Die Kreide erhebt sich nun mit mäßig steilem SW-Fallen zu der hohen zackigen, von braungelbem Oberdiluvium gekrönten Mauer, die stellenweise eine gewisse Ähnlichkeit mit den Wissower Klinten zeigt. Auch hier will Berendt eine überkippte Falte sehen; ich kann jedoch ebensowenig wie Hermann und Rudolf Credner, Deecke und Cohen und die Teilnehmer an der Rügen-Exkursion der deutschen geologischen Gesellschaft hier eine solche erkennen. Das Streichen der Kreidescholle konnte als $N 70 W$ ermittelt werden. Oben am Abhange wird eine Einlagerung von Diluvium sichtbar, die jedoch nicht bis auf den Strand hinabreicht. Cohen und Deecke zeichnen ganz richtig eine Überschiebung; nur ist die Dislokationsfläche nicht ganz so steil, wie sie angeben, sondern entspricht etwa dem Fallen der hangenden Kreide. Auch bemerkt man unterhalb der Diluvialeinlagerung keinen scharfen Riß, wie ihn die genannten Autoren zeichnen, sondern

eine etwa 10 m breite Zone, in der die Lagerung der Kreideschichten sehr verworren ist.

Profil 18. Nordwärts von der Diluvialeinlagerung 17 senken sich die steilen Kreidefelsen rasch zu der tiefen Depression hinab, die der vielgenannte Kieler Bach benutzt. Die bisherigen Darstellungen geben die hier zu beobachtenden Verhältnisse gut wieder, abgesehen von dem Luftsattel, den **B e r e n d t** in der hangenden Kreidescholle konstruiert, und stimmen darin überein, daß dreigeteiltes Diluvium südlich unter hangende Kreide einfällt.

Profil 19. Nördlich vom Kieler Bache folgt zunächst eine hohe, nicht gezackte und auch nicht vom Oberdiluvium bedeckte Wand, in der das Streichen mit N 50 W ermittelt wurde. Diese Wand wird von einer in der Profilansicht 45° nach Süden geneigten Dislokationsspalte durchsetzt, an der die steiler einfallende Südscholle unvermittelt an eine flacher gelagerte Nordscholle anstößt. Man könnte diese Dislokation für eine Verwerfung halten, wenn nicht die nördliche Kreidescholle in ihren obersten Teilen eine Kappe von dreiteiligem Unterdiluvium trüge, die von Süden her auf einer allerdings ungewöhnlich steilen Fläche überschoben worden ist.

Profil 20. Die bei Dislokation 19 beginnende Wand von südlich fallender Kreide endigt an dem „Hohen Ufer“; sie wird hier von einem Streifen von dreiteiligem Diluvium überlagert, der, soweit die starke Überrutschung das erkennen läßt, dem des Normalprofils 8 zu entsprechen scheint.

Profil 21. Hat man die jähe, aus Süd fallenden Kreideschichten mit Decke von Oberdiluvium bestehende Wand des „Hohen Ufers“ umschritten, so zeigt sich oben am Abhange in unerreichbarer Höhe ein interessantes Profil. Unterdiluvium, hauptsächlich blaugrauer Geschiebemergel ist derartig in die Kreide eingefaltet, daß es gewissermaßen einen riesigen, auf dem Kopfe stehenden Pilz bildet. Unterhalb einer trichterförmigen Verengung erweitert sich nämlich die diluviale Einfaltung noch einmal, um den „Hut“ des Pilzes zu bilden. Die Kreide macht sämtliche Einfaltungen des unteren Diluviums mit, soweit sich das erkennen läßt.

Wahrscheinlich geben die Zeichnungen 6 und 7 von **B o n n e y** und **H i l l** (26, S. 318) Teile dieses Profils wieder.

An das Profil 21 schließt sich eine Kreide-Wand an, die sich, wenig oder gar nicht von Oberdiluvium bedeckt, allmählich zum Kollicker Bache senkt, wobei die Schichten mäßig steil nach SW einfallen.

Der Unterlauf des Kollicker Baches schneidet in Kreide ein. Sein rechtes Ufer besteht auch ganz aus Kreide; auf dem linken folgt aber sehr bald über Kreide unteres Diluvium, von dem ein kleiner Seitenriß des Kollicker Baches etwas aufschließt. Man könnte am Kollicker Bache am ehesten an eine Verwerfung denken; jedoch verhindert die starke Überwachsung und Überrutschung jede genauere Untersuchung.

Noch einmal hebt sich nördlich vom Kollicker Bache die Kreide zu einer mächtigen, von starkem Unterdiluvium bedeckten Wand heraus; dann setzt sie am Kollicker Ort gegen einen breiten Streifen von Unterdiluvium ab.

Die Strecke zwischen Kollicker Ort und Stubbenkammer ist für die Kenntnis der Dislokationen nicht mehr ergiebig. Überall liegt den Kreideufeln ein breiter Geröllstrand vor, die Abhänge sind abgeschrägt und mit Wald bestanden und nur in ihren oberen Teilen schauen aus dem waldigen Grün zuweilen schwärzlich angelaufene Kreideklippen heraus. Erst die Umgebung von Stubbenkammer gewährt wieder größeres Interesse.

Stubbenkammer. Daß die baumbestandene Depression zwischen Klein-Stubbenkammer und dem Königstuhl von Diluvium, das allerdings sehr schlecht aufgeschlossen ist, erfüllt ist, weiß man seit langer Zeit. Ebenso wird in jeder Beschreibung der Kreideklippen von Jasmund die steile Schichtstellung der Königstuhl-Scholle erwähnt. Weniger bekannt ist es jedoch, daß sich am Fuße der Klippe die Schichten verflachen und mit etwa 20° nach Süd einfallen. Da auch in den obersten Teilen des Königstuhles die vorher senkrechten Schichten eine flache Lagerung einnehmen, so beschreibt also die Kreide in dieser Scholle etwa eine S-förmige Biegung. Königstuhl und Groß-Stubbenkammer sind anscheinend eine einzige Scholle, die aber möglicherweise zum Teil auf unterem Diluvium ruht.

Man beobachtet nämlich am Strande, etwa 100 Schritt nordöstlich vom „Waschstein“ eine 35 Schritt breite Diluvial-Einschaltung, im wesentlichen aus blaugrauem unterem Geschiebemergel bestehend, deren beiderseitige Grenzen, soweit sie aufgeschlossen sind, senkrecht zu stehen scheinen. Weiter nach SW folgen 20 Schritt sicher anstehende Kreide, dann 20 Schritt überrutschtes Terrain, 10 Schritt augenscheinlich anstehender unterer Geschiebemergel und dann wiederum Kreide, die diesen zu bedecken scheint. Es ist nicht unmöglich, daß es sich bei dem letzterwähnten Vorkommen von Kreide um ein falsches

Gewölbe handelt; doch geben die schlechten Aufschlüsse keine völlige Sicherheit.

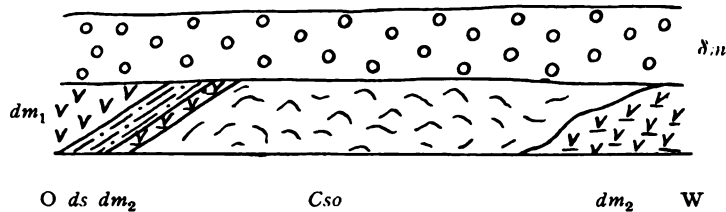
Küstenstrecke von Stubbenkammer bis Glowe. Zwischen Stubbenkammer und Lohme sind die Küstenprofile einförmig; von der Spitze von Groß-Stubbenkammer bis Stubbenhörn tritt Kreide an den Strand, nur einmal unterbrochen durch einen breiten Diluvialstreifen dicht vor Stubbenhörn. Von Stubbenhörn bis Lohme steht nur unteres Diluvium am Strande an. Eine isolierte Kreidescholle findet sich am Herrenbade von Lohme, eine andere weiter westlich am Hüllgrunde. Höher hebt sich die Kreide aus Unterdiluvium am Mühlgrunde unterhalb Blandow heraus; wahrscheinlich hat hier ein alter Bruch bestanden, der aber verschüttet ist. Auch bei Nardevitz liegt ein kleiner jetzt aufgelassener Bruch. Erst unter dem Vorwerk Koosdorf bildet Kreide wieder auf eine längere Strecke den Küstensaum. Ihre Abhänge sind aber hier ziemlich niedrig, die Böschungen abgeschrägt und mit Kreidetrümmern bedeckt. Zwischen diesser Kreidescholle und der nächsten größeren am Bakenberge bei Ruschvitz liegen 4 Diluvial- und 3 Kreidestrecken. Von Interesse ist die Kreidescholle an der Lokalität Kluckow deswegen, weil sich an ihrem westlichen Ende zweifellos eine Überlagerung von Diluvium durch Kreide feststellen läßt; das Streichen verläuft hier annähernd senkrecht zur Küste, ist also nicht O-W, wie es nach R. Credner's Annahme sein müßte.

Ganz besonders interessant ist ein Küstenprofil bei der Lokalität Swentekahs unterhalb von Ruschvitz, in dem auf eine Länge von etwa 80 Schritt ein schmales, im Maximum 3 m mächtiges Band von Kreide aufgeschlossen ist (Taf. IV, Fig. 1). Unter diesem liegen gelbbraune, kreuzgeschichtete Sande, anscheinend „interglacialen“, nach meiner Ansicht jungglacialen Alters, die fast gar nicht gestaucht und annähernd horizontal gelagert sind; über dem langen Kreidebande aber steht blaugrauer unterer Geschiebemergel an.

In der Bucht ostsüdöstlich vom Königshörn bei Glowe sind unfern der Grenze von Kreide und Diluvium Schotter „interglacialen“ Alters, an der Basis mit großen Blöcken, eingefaltet; etwas weiter westlich läßt sich das Streichen des Diluviums mit N 20 W ermitteln.

Unmittelbar am Königshörn, der Nordspitze von Jasmund, ist ein schönes Profil aufgeschlossen. Etwa die obere Hälfte der 8 m hohen Steilwand bildet gelbbrauner oberer Geschiebemergel; unter einer horizontalen Grenzfläche liegt eine Kreidescholle mit ziemlich wirr gelagerten Feuersteinbändern, auf deren Ostflanke sich mit einer Neigung

von 20⁰ zunächst 1 m mächtiger, braunverwitterter Geschiebemergel dm_2 , dann 40 cm feuersteinärmer, fest zementierter nordischer Kies ds und schließlich brauner Geschiebemergel dm_1 auflagern; der letztere enthält eine Reihe von sehr großen, einseitig geschliffenen Geschieben und geht weiter nach Osten in normalen blaugrauen unverwitterten Geschiebemergel über. Am Westende schießt hingegen, gerade umgekehrt, das untere Diluvium unter die Kreide ein; zunächst



Figur 7. Profil an der Nordseite des Königshörn bei Glowe. 1:1000.

Cso oberes Kreide, mit sehr wirren Feuersteinlagen; dm_2 untere Bank des unteren Geschiebemergels; ds unterdiluvialer Kies, fest zementiert; dm_1 obere Bank des unteren Geschiebemergels; dm oberer Geschiebemergel.

lagert unter der sich nach Westen zuspitzenden Kreide eine durchschnittlich 30—40 cm mächtige Breccie von Kreide, Feuerstein und nordischem Diluvium; dann kommt braunverwitterter unterer Geschiebemergel.

Am Westabhang des Königshörn lagert oberer Geschiebemergel ohne Zwischenschichten auf unterem; man erkennt hier sehr deutlich, wie stark sich beide Horizonte in Farbe, Tongehalt und Geschiebeführung voneinander unterscheiden. (Taf. V Fig. 1.)

Die Küstenstrecke zwischen Saßnitz und Neu-Mucran. An dem Steilufer innerhalb der Ortschaften Saßnitz und Crampas bemerkt man mehrfach eine Wechsellagerung von Kreide und Diluvium; jedoch sind die Aufschlüsse in allen Fällen sehr mangelhaft. Erst dort, wo der Crampasser Hafen endet, beginnt eine Reihe guter Entblößungen, die deswegen ein besonderes Interesse haben, weil sie uns die Schichten zwischen unterem und oberem Geschiebemergel sehr vollständig zeigen.

Dort wo die Seilbahn der v. Hanseemann'schen Kreidebrücke in den Hafen hinausführt, beobachtet man folgendes Profil in der Reihenfolge von unten nach oben:

1. Blaugrauer unterer Geschiebemergel.
2. Kreuzgeschichtete Sande und Kiese, ca. 1 m 70 cm.

3. Gelbbraune Mergelsande und Tonmergel mit eingepreßten Kreideschollen ca. $2\frac{1}{2}$ m.
4. Sehr feuersteinreiche Kiese ca. $\frac{1}{2}$ m.

Südlich von dem Einschnitt, den die Grubenbahn früher benutzte, bildet gelbbrauner oberer Geschiebemergel die Krone des Abhanges; unmittelbar unter ihm liegt eine etwa 8 m lange Kreide-Scholle, die in „interglaciale“ Schichten, besonders feuersteinreiche Kiese eingepreßt ist, die auch viel lockere Kreidebrocken enthalten. Wandert man weiter nach Süden, so bemerkt man noch an zwei anderen Punkten Kreideschollen in „interglaciale“ Sande und Kiese eingebettet.

Unmittelbar am Eingange in den v. Hanseemann'schen Park treten am Steilufer unter kreuzgeschichteten interglacialen Sanden typische Bändertone auf, die weiterhin auch die bekannte Kreide-Scholle von Dwasieden unterlagern. (Taf. IV Fig. 2.) Diese eigentümliche isolierte Kreidepartie war bereits B o l l bekannt, der sie auch auf Tafel I Fig. 4 seines Werkes (4) abbildet. Vermutlich waren zu seiner Zeit die Aufschlüsse besser und haben sich seitdem durch den Bau der Mauer verschlechtert, die das Steilufer von Dwasieden vor der Berührung mit der Brandung schützt.

Auf B o l l's Figur sieht man im untersten Teile des Profiles unmittelbar am Strande Kreide anstehen; darüber folgen (4, S. 267 Anm.) 1—2' endogene (kristalline) Gerölle (b), Lehm 10—12' mächtig (c), dann eine feine Kieslage (d), wieder ein Gerölllager, dem ersten ähnlich, aber mächtiger, 2—3' (e), dann durch Ocker gefärbter Sand (f) (1'). Darauf kommt ein gelblich graues Mergellager, 20' an seiner mächtigsten Stelle (g), geschichtet, in seiner ganzen Ausdehnung mit feinen Bruchstücken eines aschgrauen Schiefers durchknetet, ohne sonstige Gerölle. Darüber ein Lager von Kreidetrümmern, 10' (h), Lehm (i), Kreidetrümmer (k), Lehm (l).

Was man heute an der Kreidescholle erkennen kann, gibt B a l t z e r's Figur (23, S. 560, Fig. 4) wieder. Die etwa 30 m lange, nach Süden schwanzförmig ausgezogene Kreidemasse wird von oberdiluvialen Geschiebesanden überlagert. (Nach meiner Auffassung überlagern Bändertone ebenfalls die Kreidescholle, und Geschiebesande, wenn überhaupt vorhanden, treten sehr zurück.) Unter die Kreide schießen zu beiden Seiten gelbliche Bändertone oder, wenn man so will, feingeschichtete Tonmergel ein, die mit Fetzen eines grauen, feinblättrigen plastischen Tones gespickt sind. Die Bändertone schmiegen sich völlig der Unterfläche der Kreide an, sind aber im übrigen wenig

zerknittert. Daß die Scholle im Profil selber nur von Diluvium umschlossen ist, unterliegt keinem Zweifel; ob sie weiter rückwärts mit anstehender Kreide in Zusammenhang steht, will Baltzer nicht entscheiden, ist aber nach meiner Auffassung nicht sehr wahrscheinlich.

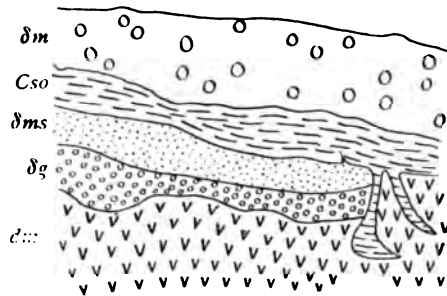
Dort, wo im Südwesten die Schutzmauer des Parkes von Dwasieden aufhört, sieht man mehrfach die Bändertone auf sehr groben „interglacialen“ Geröllschichten auflagern, die fast wie eine Blockpackung aussehen. Die Stellung, die die Bändertone zum unterdiluvialen Geschiebemergel einnehmen, war nach Scholz (S. 215) früher nicht deutlich zu erkennen. Daß sie nicht unter dem ältesten Geschiebemergel liegen, wie Deecke (25, S. 21) vermutet, zeigt ein Profil, das etwas weiter am Strande an der Südecke des Parkes von Dwasieden aufgeschlossen ist. Man beobachtet hier in der Reihenfolge von unten nach oben:

1. Blaugrauer steinarmer unterer Geschiebemergel, in etwa 1 m Mächtigkeit sichtbar.
2. Schicht bestehend überwiegend aus wenig gerundeten, z. T. recht großen Geröllen, mäßig reich an Feuersteinen und Kreidebrocken.
3. Feinkörnige, geschiebefreie, kreuzgeschichtete Sande. 1 m 30 cm.
4. Bänderton, etwas zerrüttet, in 2 m Mächtigkeit aufgeschlossen.

In dem groben Geröll der Schicht 2 hat man wohl eine Delta-bildung zu sehen; die Bändertone stellen vermutlich Absätze eines Stausees dar, der sich vor dem Rande des herannahenden oberdiluvialen Eises bildete, und sind wohl als eine lokale Erscheinung aufzufassen; wenigstens sieht man sie etwas weiter nach SW an der „Hölle“ benannten Küstenstrecke in „interglacialen“ Sanden auskeilen, die ihrerseits wieder von dem gelbbraunen Geschiebemergel des Oberdiluviums überlagert werden.

Von großem Interesse ist die im großen ganzen flache Lagerung der „interglacialen“ Sande, Kiese und Bändertone und ihre Konkordanz mit oberdiluvialen Geschiebemergel. Auch der untere Geschiebemergel, der zuweilen herauschaut, scheint ebensowenig stark disloziert zu sein und das gleiche darf man von der Kreide vermuten, die wahrscheinlich hier in situ ansteht. Man hätte es also hier mit einem Gebiete zu tun, das wenig von den Dislokationen betroffen wurde, und im Zusammenhange damit steht vermutlich die relativ tiefe Lage der „interglacialen“ Sedimente.

An der „Hölle“ beginnt eine Anzahl von Kreide-Schollen, die auch hier im „Interglacial“ oder an der oberen Grenze des unteren Geschiebemergels zu liegen scheinen; bis an den Vorsprung in der Höhe von Mucran zählte ich 6 derartige Vorkommen. Die Lagerung erscheint kompliziert, ist aber im einzelnen meist nicht genau zu erkennen, da die Aufschlüsse

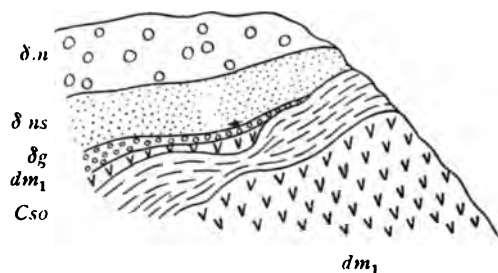


Figur 8. Profil am Steilufer bei Mucran.

Cso oberes Kreide; dm_1 obere Bank des unteren Geschiebemergels; δg „interglaciale“ Grande; δms „interglaciale“ Mergelsande; δm oberer Geschiebemergel.

vielfach zu wünschen übrig lassen; erst in der Höhe von Mucran zeigt das Steilufer wieder klare Bilder.

Dicht neben einander liegen hier zwei interessante Aufschlüsse. In beiden Fällen bildet die oberste Schicht ein Geschiebemergel, der wohl dem Oberdiluvium angehört. Darunter folgt in dem ersten Profile (Fig. 8) eine langgestreckte Kreidemasse, die nach unten zwei band-



Figur 9. Profil am Steilufer bei Mucran.

Cso oberes Kreide; dm_1 obere Bank des unteren Geschiebemergels; δg „interglaciale“ Grande; δms „interglaciale“ Mergelsande; δm oberer Geschiebemergel.

förmige Verlängerungen entsendet. Unter ihr bemerkt man zuerst feingeschichtete Mergelsande, die wohl sicher ein Äquivalent der Bänder-tone darstellen, und gröbere Kies- und Schotter-schichten, die wahrscheinlich mit Schicht 2 des Profils an der Südecke des Dwasiedener

Parkes zu parallelisieren sind. Darunter liegt typischer blaugrauer unterer Geschiebemergel. Etwas anders ist die Lagerung im zweiten Profile (9); hier liegen die Mergelsande, die sich allerdings ausspitzende Kieslage und eine Zunge von unterem Geschiebemergel auf einer langen schmalen Kreidemasse, die ihrerseits wieder unterem Geschiebemergel aufruht.

Weswegen Scholz das Steilufer bei Mucran, wo überwiegend graublauer unterer Geschiebemergel ansteht, als Oberdiluvium kartiert hat, ist schwer zu verstehen; vielleicht waren zu seiner Zeit die Aufschlüsse noch nicht so günstig, wie sie es heute sind.¹⁾ Auch der südlichste Teil der Jasmunder Südküste bis Neu-Mucran dürfte nach Farbe und Habitus des anstehenden Gesteines hauptsächlich dem unteren Geschiebemergel angehören, der auch hier noch reichlich Kreidefetzen enthält.

Sämtliche Aufschlüsse vom Crampasser Hafen bis Neu-Mucran zeigen, daß sich die Kreideschollen in sehr verschiedene Horizonte des „Interglacials“ und Altglacials einlagern können; die Einbettung war aber natürlich erst nach Absatz des „Interglacials“, d. h. zur Zeit der zweiten Vereisung möglich. Auch die Dislokationen des Steilufers zwischen Saßnitz und Stubbenkammer vollzogen sich, wie gezeigt werden konnte, erst nach Absatz der „interglacialen“ Kiese und Sande. Es handelt sich also bei diesen Vorgängen wie bei der Einbettung der isolierten Kreideschollen wesentlich um einen gleichzeitigen Akt und es liegt sehr nahe, auch einen gleichartigen zu vermuten, bezw. zwei hart aufeinanderfolgende Phasen eines Phänomens. (Schluß folgt.)

¹⁾ Diese Vermutung wird durch eine Mitteilung von Herrn Professor Deecke bestätigt, nach der die Abbrüche erst nach dem Hafenbau in Crampas erfolgten.

Studies of the Glaciers of Mount Hood and Mount Adams.

By **Harry Fielding Reid**, of the John Hopkins University, Baltimore.

Extraordinary volcanic activity occurred in the northwestern parts of the United States during middle and late Tertiary time, and it was towards the end of this time that the Cascade Range, extending from northern California to the north of Washington, was elevated to about its present height. The beginning of the outburst was marked by the quiet outpouring of enormous quantities of lava; this was followed by explosive eruptions which have continued practically to the present time, and which built up many large volcanic cones on the Cascade Range as a base. These volcanoes were not all active at the same time; some have been extinct long enough to allow the processes of weathering to reduce them to mere fragments of their former selves; some still preserve the characteristic forms of active volcanoes, and between these extremes we find examples of all stages of disintegration. The highest of these cones is Mt. Rainier, in Washington, 4378 meters; and Mt. Shasta, in California, is but slightly lower, 4328 meters.

Although the volcanic energy is undoubtedly dying out, we cannot say that all these volcanoes are entirely extinct; for Mt. St. Helens is reported to have been in active eruption during the winter of 1841—2¹) and Mt. Baker in 1854, 1858 and 1870.²) Cinder Cone in northern California, which closely resembles Monte Nuovo, near Naples, seems to have been formed between 50 and 200 years ago.³) Steam and sulphurous gases are still being given off by several of the mountains of which we have no records of eruptions within historic times.

Many of these volcanoes carry glaciers, and the larger ones, Shasta, Hood, Rainier, Adams, Glacier Peak, and Baker have well developed systems of radiating glaciers flowing down on all sides. These are by

¹) S. F. EMMONS, The Volcanoes of the Pacific Coast of the United States. Jour. Amer. Geog. Soc. 1877, Vol. IX, p. 53.

²) GEO. DAVIDSON, Recent Volcanic Eruptions in the United States. Science. 1885 (o. s.) Vol. VI, p. 262.

³) J. S. DILLER, A Late Volcanic Eruption in Northern California. Bull. 79. U. S. Geol. Survey.

far the largest glaciers in the United States proper; and though some of these mountains have been ascended quite frequently, comparatively little attention has been given to the glaciers by scientific men.

In his book on „The Glaciers of North America“, published in 1897, Professor I. C. Russell collected the information then available regarding these glaciers; this consisted of descriptions of the glaciers of Mt. Shasta and Mt. Rainier, with notes regarding the southern glaciers of Mt. Hood. Since then Mr. J. S. Diller has given a further description of the glaciers of Mt. Shasta,¹⁾ and the United States Geological Survey has published a topographical map of that mountain („Shasta Special Map“) on the scale of 1/62,500 with contour intervals of 100 feet. A short description of Mt. St. Helens has been published by Lieut. Charles P. Elliot.²⁾ Three glaciers are mentioned but not described; one flowing to the southeast, one to the north, and one to the northeast. A sketch map accompanies the paper on which the glaciers are indicated but their outlines not shown. From distant observations, I can add that Mt. St. Helens is a very perfect volcanic cone, retaining its crater intact, with the exception of a breach on the southeastern side. The largest glacier has its origin in the crater and flows out through the breach. The other two lie on the flanks of the mountain and have no connection with the crater.

Professor I. C. Russell, in his very interesting account of Mt. Rainier and its glaciers,³⁾ has made an important contribution to our knowledge of the characteristics of glaciers on an isolated cone. This paper contains a map of the mountain on the scale of about 1/100,000 which shows very well the radial distribution of the glaciers. He has also given a short description of the glaciers of the Three Sisters with a note on those of Mt. Jefferson;⁴⁾ and Professor W. D. Lyman, has described some of the glaciers of Mt. Adams.⁵⁾

The Mazama Club of Portland, Oregon, have done much to render these mountains popular. It publishes a magazine, „Mazama“, con-

¹⁾ J. S. DILLER, Mt. Shasta, a Typical Volcanic Cone. Nat. Geog. Monograph, 1895.

²⁾ CH. P. ELLIOT, Mt. St. Helens. Nat. Geog. Mag. 1897. Vol. VIII, pp. 226—230.

³⁾ I. C. RUSSELL, Glaciers of Mt. Rainier. 18th Annual Report of U. S. Geol. Surv. 1896—97, pp. 349—424.

⁴⁾ See Prel. Report on the Geol. and Water Sources of Central Oregon; Bull. 252. U. S. Geol. Survey, pp. 123—213, and Glacier Cornices; Jour. Geol. Vol. XI. 1903. pp. 783—785.

⁵⁾ Mazama, 1896. Vol. I, pp. 98—101.

taining many interesting accounts of its expeditions, accompanied by excellent illustrations. In No. 4, Vol. II, there is a bibliography of the mountains of Washington and Oregon. All the important papers touching the glaciers which are there cited are given in Professor Russell's book, referred to above, or in the present paper.

In 1901 I had the advantage of joining the Mazama Club, in their outing to Mt. Hood. We camped several days on the southern slopes of the mountain and examined the glaciers on that side. I then visited Cloud Cap Inn on the northern side of the mountain, from which point I examined the other glaciers, with the exception of the two on the west. Later I visited Mt. Adams in company with Mr. C. E. Rusk, of Chelan, Oregon, and made a complete circuit of the mountain. The delightful Cloud Cap Inn, within a few minutes walk of the end of Eliot glacier, makes a visit to Mt. Hood very easy; but to see the glaciers of Mt. Adams one must provide a camping outfit and pack horses. In 1901 the snow was so abundant that it was far below the tree level at the end of my visit, August 10th; some of the glaciers were entirely covered and some had no more than their ends exposed. It was therefore quite impossible to make any exact observations on the névé line, and in two cases I could not even determine where the glaciers ended.

Mt. Hood lies on the crest of the Cascade Range in the northern part of Oregon, in latitude $45^{\circ} 22.4'$ N., and longitude $121^{\circ} 42'$ W. It has an altitude of 3421 meters. The only map which I have been able to secure is one published by the Forestry Division of the United States Geological Survey,¹⁾ on the scale of 1/125,000. The object of this map is to show the distribution of the various trees; the glaciers are of secondary importance, and have consequently received less attention; nevertheless their sizes and distribution are well shown.

Mt. Hood has suffered very little erosion and still retains the characteristic shape of volcanoes; the northern half of the original crater, which was about 600 meters in diameter, remains in the form of a narrow semi-circular ridge; the southern half has disappeared. A rock, known as Crater Rock, stands boldly up within the semicircle and may represent in part the solidified lava of the vent; or it may possibly be a part of the old southern wall. Around this rock steam and sulphurous gases are still given off in small quantities.

¹⁾ Professional Paper Nr. 9. Forest Conditions in the Cascade Range Forest Reserve, Ore. H. D. LANGILLE and others.

The mountain is almost entirely made up of ejected material which accounts for its symmetrical form. There is comparatively little lava and I found no dykes nor did I see any parasitic cones near the mountain. There appear to have been rather gentle eruptions from the main vent

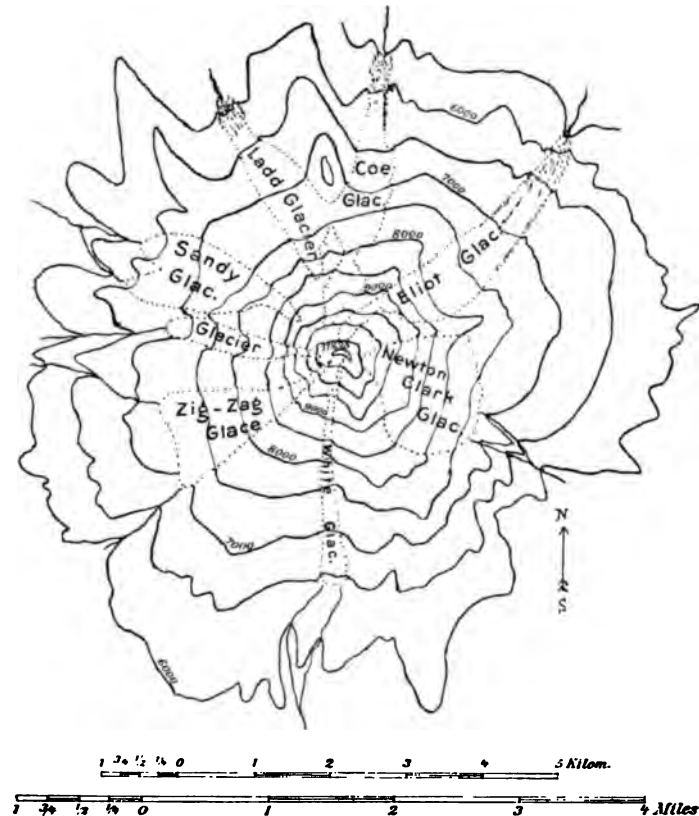


Figure 1. Map of Mount Hood.

Scale 1:100,000. Contour Intervals 500 feet = 152.5 meters.

without any remarkable explosion or rending apart of the mountain. At one point only was fresh lava seen; this was about five kilometers below the end of the Eliot glacier; it must be quite recent as the surface is not disintegrated nor do trees grow over it.

I am inclined to think the mountain has been largely formed since the glacial epoch and has attained its present height in very recent times. This seems to be indicated by its symmetrical shape, the small amount of erosion to which it has been subjected and the steam and sulphurous gases which still issue from its crater. Moreover, as will be seen later, the

glaciers with one exception seem never to have been very much larger than they are at present, and they undoubtedly would have been if the mountain had existed with its present height during the glacial epoch. Trees have been buried under lava flows and afterward exposed by erosion in the canyons; the examination of a specimen of wood found under lava near the end of the Zig Zag glacier, shows that it is of the same species as the trees which are still growing in the neighbourhood.¹⁾

There are eight distinct glaciers which radiate from the higher parts of the mountain. One would expect the crater to be the reservoir for several glaciers; but its comparatively small size, about 600 meters in diameter, makes it ineffective as a collecting ground; the reservoirs actually extend to a much lower level on the flanks of the mountains.

Beginning at the south, we find the White glacier taking its origin high up on the mountain and receiving some supplies from the crater. It is nearly three kilometers long, and the altitude of the end is about 2100 meters; it lies in a shallow trough bounded on the east by a cliff, and has the general slope of the mountain, about 20°; a few small moraines come to the surface near the end. It ends at the head of a very deep canyon, which, three kilometers lower down, opens into a great desolate plain where much of the material eroded from the canyon is deposited. In the bottom of the canyon is a long, somewhat mesa-shaped elevation bounded on all sides by stream-cut ravines. The smooth top of this elevation consists of from 2 to 5 meters of ground moraine, and it may therefore be called the Moraine mesa; it shows that the glacier formerly extended about three kilometers below its present ending; the deep ravines which bound Moraine mesa have been cut by streams since the retreat of the ice. On the east side of the canyon are two or three sharp ridges, which look like moraines, but which are really made up of material ejected from the volcano, cut into this shape by the action of running water. The slight gullies in the glacier's bed, which can be seen under the end of the ice, have all the appearance of being cut by water and appear to have been made when the glacier was somewhat smaller than at present. How many years have passed since the glacier reached the end of the canyon could not be determined, but the existence of comparatively fresh wood under the moraine of Moraine mesa and the barren nature of its surface, which, in addition

¹⁾ This piece of wood was sent me by Rev. A. J. MONTGOMERY of Portland, Oregon, and Professor D. P. PENHALLOW, of Montreal, has kindly identified it as „*Tsuga Mertensiana*“.

to a few low plants, supports only two small cottonwood trees not more than thirty years old, indicate that the retreat of the glacier has been very recent and that Moraine mesa was probably covered with ice less than a hundred years ago.

The general history seems to be as follows: the glacier at one time extended three kilometers beyond its present ending and occupied the canyon which then had a broad smooth floor at the height of Moraine mesa. Several small moraines were deposited near the mouth of the canyon and then a retreat began, steady and rapid enough not to allow the formation of well defined terminal moraines. The streams from the melting ice cut through the ground moraine into the soft material below and isolated Moraine mesa, which keeps its form on account of the more resistant layer of ground moraine on its surface. Later, the ice made a slight advance, but it is now again retreating; the evidence for the late advance is not altogether satisfactory as we cannot be sure that the slight gullies seen in section under the end of the glacier are due to subaerial stream cutting, and that they may not have been formed while still covered with ice, but the explanation offered seems to me more probable.

The Zig Zag glacier begins in the crater just west of Crater Rock; narrow at the top it gradually broadens out, and terminates at the heads of several ravines. It was entirely snow covered at the time of my visit, so that even its limits could not be determined; it was evident, however, that it does not occupy a depression, but lies on the broad curved slope of the mountain. I doubted whether it was a glacier or only a snow slope, but the existence of true ice has been reported to me since then.

The small nameless glacier, which flows to the west, lies in a deep depression between high lava cliffs, and is steep and broken for its entire length. Next to it comes the Sandy glacier, which alone of all the glaciers of Mt. Hood, I did not have the opportunity of seeing.

The northern glaciers, the Coe and the Ladd, occupy slight amphitheaters and are fed by ice streams or avalanches from the slopes above. They have a common reservoir and a little lower down are separated by Barrett spur into two ice streams with gentle slopes. They lie in shallow depressions which they do not fill, but are held up by their great border moraines, and end at the head of deep ravines into which the ice pitches for a short distance. Medial moraines make their appearance 700 or 800 meters from the end and gradually broaden until the whole surface of the ice is covered with débris.

The Eliot glacier is the most important one on the mountain. It is fed by avalanches which fall down the steep northeastern face, 600 meters high, and collect in a slightly developed cirque at an altitude of



Figure 2. Eliot Glacier, Mt. Hood.

Weister photog.

2700 meters. In addition to this source of supply, a strong stream brings ice from near the top of the mountain and pours it into the western side of the cirque. Like the Ladd and the Coe, its gently sloping dissi-

pator is bounded on each side by large border moraines which hold it up at some distance from the sides of the slight depression which it occupies; and its end pitches over into a deep canyon. Medial moraines also begin about $1\frac{1}{2}$ kilometers from the end and gradually spread over the whole breadth of the glacier.

A few years ago, Mr. W. A. Langille measured the movement of Eliot glacier near its end and found a velocity of about 15 meters a year. The great border moraines of the last three glaciers indicate a greater size of the glaciers formerly; they only extend a short distance, 200 or 300 meters, below the ends of the glaciers; but they stand up 25 meters above the ice which must have been that much thicker. They are entirely free of vegetation showing a rather recent origin, and it is not improbable that they were formed at the time of the great extension of the White glacier. They pitch over into the ravines at the ends of the glaciers, which therefore must have been formed before the moraines. Large trees growing in the ravines within a few hundred meters of the glaciers show that the latter have not been much larger than they are now within a century or so.

Smaller moraines, older than the large ones, occur outside them and carry some vegetation; other small moraines occur within the large ones, and are still underlain with ice; they indicate a recent retreat. The points where the medial moraines appear on the surface are reported to be retreating up stream, which also indicates a decrease of the glacier. At some points the large border moraines are double. Professor Russell has described a similar occurrence on Three Sisters, and ascribes it to the melting of ice under the moraine; the double moraines on Mt. Hood seem to be due to successive advances and retreats of the glacier; but it is possible that they are due to melting ice.

The Newton Clark glacier on the east, is a rather broad ice sheet, which rests partly on old lava flows and ends at one point in a steep cliff, overlooking two deep ravines, cut out by water to the east. Ice occasionally falls over the cliff. To the north of these ravines large moraines, perhaps 200 meters from the glacier, are still underlain with ice, indicating a recent retreat.

Deep ravines surround the mountain on all sides, beginning where the snow fields and glaciers end. The glaciers extend further down the mountain than the snow-fields and the ravines below them begin at a lower level. It is evident that the erosion due to the streams in the soft material of the mountain is so very much greater than that due to the glaciers, that the latter may be looked upon practically as pro-

TECTIVE agents. They and the snow fields act by preventing the concentration of the water into streams capable of effective erosion. When, however, this water does unite into streams, the erosion is very strong, and deep ravines are cut. At lower levels the streams are filling their channels and the ravines change into flat-bottomed and steep-sided canyons. The first suggestion that comes to one's mind to account for these channels is that in former times the streams were much stronger and cut the channels which they are now filling; but it seems more probable that these channels were cut by streams no larger than the present ones, when the heads of the ravines occupied the region of the present flat-bottomed canyons. As the ravines cut back into the mountain, the grades were reduced in this region and the streams, heavily laden from the region of active erosion at their heads, deposited their load in the valleys lower down. This is the process which is now taking place, and it seems probable that if the heads of the streams cut back still further into the mountain, the region of deposition will continue to recede. The broad plain below the White glacier is the most marked example of such deposition; it is six or seven kilometers long and over a kilometer wide, and nearly bare of vegetation. Mr. Langille tells me that the stream from the White glacier is so easily laden with mud and gravel that it flows here very sluggishly depositing its load in front and breaking out on the sides, and in this way meanders all over the plain.

With the exception of the moraine below the White glacier, and scratches reported by Mr. Langille about three quarters of a kilometer below Eliot glacier, no indications were observed that the glaciers were ever very much larger than at present. Scratches, indeed, would not have been well preserved, but there is no reason why old moraines should have disappeared: it must be remembered that the mountain has not been thoroughly examined, and that old moraines may be found in the future, though I am of the opinion that they do not exist. There is no apparent reason why the White glacier alone of all the Mt. Hood glaciers should have been so very much larger in comparatively recent times, but the evidence seems quite clear that the other glaciers did not undergo this great variation.

* * *

Mt. Adams lies on the eastern slope of the Cascade Range in the southern part of Washington, in Lat. $46^{\circ} 12' N.$ and Long. $121^{\circ} 28' W.$ Its altitude is 3751 meters. The map is taken principally from the topographic Atlas of the United States; an advance sheet of the Mt.

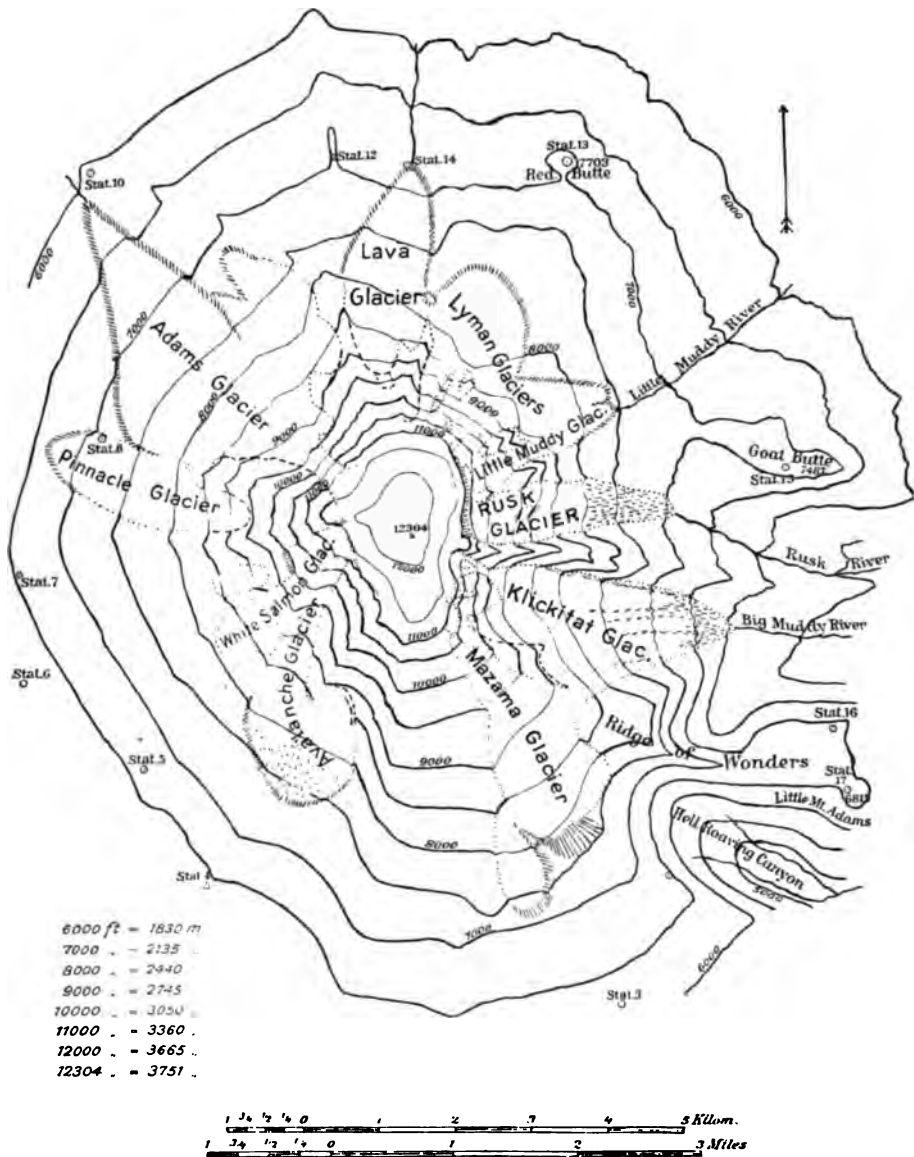


Figure 3. Map of Mount Adams.
Scale 1:100,000. Contour Intervals 500 feet = 152.5 meters.

Adams quadrangle on the scale of 1/125,000 has been kindly lent me by the Director of the United States Geological Survey, with permission to use it. The original is to have 100 feet contours, but I have only reproduced the 500 feet (approximately 150 meters) contours. From my own survey and photographs, I have added contours over the glaciers, I have marked the upper limits of the glaciers as shown by their bergschrunds; I have shown the location of moraines on and at the ends of the glaciers, and I have completed the map of the western part of the mountain, which is incomplete on the Mt. Adams quadrangle, because it lies outside the limits of the sheet.

Mt. Adams is evidently a much older volcano than Mt. Hood, and has suffered very much more from erosion. It is only from a distance that one still recognizes in it the symmetrical shape characteristic of volcanoes. It is largely made up of lava, though in places scoriae and lapilli are abundant; ravines exist where the material is soft, but they are by no means general, and many of the glaciers end, held up by their moraines, on the general slopes of the mountain, and their streams continue with the same gentle grade, with beds scarcely cut below the general surface. This characteristic difference between the two mountains is undoubtedly due to the different nature of their materials. Mt. Adams has evidently been subjected to much more violent volcanic forces than Mt. Hood, for an abundance of lava poured from it, and great dykes showed that cracks were formed in the mountain by enormous pressure within; they are numerous on the sides of the Ridge of Wonders, and radiate from the mountain. Many parasitic cones exist on the mountain's side; Little Mt. Adams, and Red Butte still preserve perfect, conical forms and deep craters; South Butte is somewhat more disintegrated; and Goat Butte, remarkable for the brilliant colors of its rocks, has quite lost its original symmetry. Many other well formed parasitic cones could be seen at greater distances; they are in the forest, which surrounds Mt. Adams to a height of about 1800 meters, and are entirely covered with trees. Although the erosion which Mt. Adams has suffered, shows that it has existed for a long time, there are not wanting evidences of quite recent volcanic action. Many of the parasitic cones show by their forms that they have been recently thrown up; and lava flows on the northern and southern slopes of the mountain are so fresh looking that they could not have been long exposed to the weather. Just west of Mazama glacier a recent lava stream originated pretty high up on the mountain and flowed down one or two kilometers beyond the end of the glacier: its surface is twisted

and ropy, and shows little disintegration; nevertheless large trees grow on it so that it must be one or more hundred years old. A somewhat similar flow, covering a larger area, occurs on the north, but there it is more scoriaceous, especially as we approach Red butte. At one point it is in contact with the eastern moraine of Lava glacier, but must be older than it, for it carries some knarled bushes, whereas the moraine has no vegetation; and moreover, the moraines do not show evidence of strong floods, which would have swept over them if they were in existence when the lava flowed out, and melted the surrounding ice and snow.

The summit of Mt. Adams no longer retains the form of a crater. It is a plateau about one kilometer wide and one and a half long, rising to a dome in the middle. The northern and eastern parts seem to be always covered with ice and snow but the southern part is at times exposed. It is probable that the mountain had several craters succeeding each other in time. The northern and eastern parts of the summit are the collecting ground for some of the glaciers. The ice pours out of depressions to the north, northwest and west into the Lyman, Adams and White Salmon glaciers, respectively. There is also a small overflow into the Klickitat glacier on the east. The eastern edge of the cap is a vertical cliff 30 to 45 meters high from which ice avalanches thunder down great precipices to the glaciers below.

We may divide the ten glaciers of Mt. Adams into four groups according to the way in which they are fed (although they are all partly nourished by the snow falling directly on them). The Lyman, Adams and White Salmon and to a less extent the Klickitat, receive the direct overflow from the summit. The Klickitat, Rusk, and the Little Muddy are fed by avalanches from the ice cap. The Lava, Pinnacle and Avalanche glaciers have comparatively low lying reservoirs which are supplied by avalanches down the steep slopes of the mountain but not from the ice cap. The Mazama glacier lies on the gentle southern slopes of the mountain and is fed only by the snow which falls directly upon it.

The whole eastern part of the mountain has been removed by explosions or erosion, leaving great precipices extending to the summit of the mountain. The great precipice is divided approximately in the middle by a long ridge, which begins near the top of the mountain and extends five or six kilometers almost due east. The head of this ridge is a massive pinnacle, which I have called Castle rock; the stratification and double crest appearing at one point of the ridge suggest

that it may have been the remains of a former lava flow, which, hardening on the surface, allowed the liquid lava inside to flow out; and later the top broke in. There is a somewhat similar ridge on the eastern side

Figure 4. Klickitat Glacier, Mt. Adams. Mazama névé on the left, Rusk Glacier on right.
H. F. Reid
photog.



of Mt. Ararat; its well marked double crest makes it fairly certain that its origin was similar to that suggested above. To the south of Castle rock, lies the deep basin of the Klickitat glacier, which receives some

of its ice from two steep out-flows from the summit, one immediately south of Castle rock and the other at the south-west corner of the basin. Between these two tributaries the ice breaks off from the summit and falls over an immense cliff 600 meters high to the surface of the glacier below. There are several moraines, which extend and unite, covering practically all the lower part of the glacier; the material of which they are composed was evidently brought down from the cliff above, and appears at the surface by the melting of the ice. The length of the glacier is about three and a half kilometers. Several border moraines flank it and extend a few hundred meters below its terminus. Ice can be seen in places under the moraines, indicating a comparatively recent retreat of the glacier. This is further marked by a long expanse of bare gravel below the end of the ice. South of the Klickitat canyon and between it and Hell Roaring canyon, is the Ridge of Wonders, a part of the original surface of the mountain, which shows that these canyons have been excavated to a depth of about 300 meters. The wonderful views of the eastern precipices and glaciers, the numerous dykes, the well preserved parasitic cone of Little Mt. Adams, and the curious forms of volcanic bombs scattered over its surface entirely justify the name Mr. Rusk has given to this ridge.

The northern half of the eastern precipice is again divided by a minor ridge into two parts; the southern containing Rusk glacier, which is fed principally by avalanches from the summit, but partially by snow falling upon its surface. This is a steep and broken glacier about $1\frac{3}{4}$ kilometers in length. Like the Klickitat the lower part is covered with débris brought down by avalanches from the cliffs which surround its head. To the north of Rusk is the Little Muddy glacier, of the same type but somewhat smaller.

On the north-east the ice of the rounded cap of the mountain flows over a broad depression, forming the beautiful Lyman glaciers, steep streams of ice separated by slight projecting ridges. The edge of the ice cap here descends to a level of 3150 meters, and from it the glaciers descend rapidly for 600 or 800 meters, then spread out on the gentle slopes below, where they separate into two streams, one flowing to the northeast and the other uniting with the Little Muddy glacier to the east. Extensive moraines occur at some distance from the steep slope but the exact end of the ice of the glaciers could not be seen on account of the great quantity of snow on the northern side of the mountain.

There is a small depression in the northwestern edge of the summit through which descends a magnificent ice stream, the Adams glacier,

which falls through a height of 600 meters in a stream 300 meters wide and then spreads out on the gentler slopes. Here and there the ice is raised into low domes like those described by Professor Russell on the

Figure 5. Adams Glacier, Mt. Adams; Pinnacle Glacier on extreme right.

H. F. Reil
photo.



Mt. Rainier glaciers, and due undoubtedly to elevations in the glacier's bed. They force upon one the impression that the ice is not very thick. The Adams is the finest glacier on the mountain and drains a large

part of the ice cap. It is also the longest, being about five and a half kilometers long. It is surrounded by large moraines which still contain old ice in places. As the central ice stream is not dominated by precipices its surface is clean to the very end, where it is held up by its terminal moraines 40 meters high. Avalanches from the steep slopes on both sides of the stream from the summit, help to nourish the glacier and supply material for medial and terminal moraines. Touching Mt. Adams on the east is a small glacier fed by the névé on, and by avalanches from, the steep slopes overhanging it. Its heavy terminal moraine can be seen on the left of Fig. 5. It has not received a name. On both sides of Adams glacier, separated from it by sharp ridges there are deep niches in the mountain, whose steep slopes reach nearly to the ice cap above. The snow, falling in these niches, slides down their slopes and collects in considerable quantities at the bottom forming two glaciers, the Lava and the Pinnacle. Their reservoirs are at a low level, about 2750 meters and their ends are covered and surrounded by large moraines. The glaciers themselves are nearly two kilometers in length.

The White Salmon glacier, like the Adams, derives some of its ice from a depression in the ice cap. This, however, is greatly increased by the snow falling upon the upper part of its surface. One part breaks off at a cliff, forming a small *débris* glacier below, and the rest flows down a steep slope; but this glacier does not compare in size or in beauty with the Adams glacier. Its end was so covered with snow that its limits could not be determined, but there was no appearance of large moraines. To the south of this again, is the Avalanche glacier, which has two branches; the northern connects with the White Salmon but seems to derive all its supply from avalanches down the slopes and not from the ice cap; the southern is of the same type as the Pinnacle and Lava glaciers. The surface of its reservoir is low; if it were not for avalanches, I think that all three glaciers of this type would be small; but the great quantities of snow collected by means of these avalanches have made them comparable in size to the other large glaciers of the mountain. The Avalanche glacier is much covered by *débris* and is surrounded by large moraines 25 meters high, but their location, as also these around Pinnacle glacier, was not determined very accurately.

A photograph taken by Professor Lyman in 1895, shows the ice of Avalanche glacier standing up as a wall 7 or 8 meters above its terminal moraine; in a photograph from the same point taken in 1901,

the moraine entirely hides the end of the ice, showing a diminution in thickness of not less than eight meters.

The Mazama glacier lies on the surface of the southern slope of the mountain, and is separated by a slightly marked ridge from the snow slopes to the west. Its névé reaches the precipices bounding the Klickitat glacier on the south. It is narrow at the top and spreads out below, the western end extending in the shape of a lobe. It formerly sent a branch into the steep and broad Hell Roaring canyon, whose head now touches the glacier. The heavy snow prevented me from locating the end of the ice on this side, but rocks projecting through the snow made it clear that ice does not now enter the canyon. Heavy terminal moraines, 30 meters high and in places underlain with ice, support it on the south and show that the glacier is retreating.

As has been pointed out the glaciers on this mountain are bounded by very high moraines, and that these moraines are of very recent origin is shown by the entire absence of vegetation on them; and the fact that in many instances they still cover stagnant ice shows that the glaciers are now in retreat. It is probable that the large moraines of Mt. Hood and Mt. Adams were formed at the same time, perhaps within a century or less. The growth of large trees near the moraines shows that it has been very long since the glaciers were materially larger than they are now; but at one time they were far more extensive. Scratches were found far below the present glaciers though the distance to which they extend was not determined. The slopes south of Mazama glacier are thoroughly glaciated and Mr. Rusk reports scratches at least three kilometers from the glacier. I saw them all along the western slope of the mountain as far down as the 1800 meter level. They were abundant on the broad ridge on which station 7 was located, and could be seen to extend at least two kilometers below this station. The ridge at station 10 was glaciated, but higher at station 11 the same ridge was not; this may be due to more recent lava flow in that region or to disintegration by frost. Scratches were also seen about two kilometers below the Little Muddy glacier and as far below the Rusk; some of these were evidently very old, and the more recent lava on the north and on the south did not show any signs of glaciation. The location of the scratches, in many cases on the top of the ridges, shows that they could not be due to a simple extension of the present system of glaciers, but that they must have been made when the snow line extended far below the present level, and formed a continuous sheet of ice, covering the intervening ridges, as well as the general slopes of the mountain.

Much of this region is now covered by trees and gives every evidence of having been long free of ice, but the small amount of erosion accomplished by the streams in the hard lava rock forbids us to put the time of the great extension of the ice too far into the past.

The deep stream-cut ravines below the glaciers of Mt. Hood led us to infer that the glaciers there were relatively protective agents. The way in which the Mt. Adams glaciers lie on the surface of the mountain supported by their moraines show conclusively that they have not succeeded in eroding their beds, and the absence of valleys below the ends of the glaciers shows that if there was much erosion at the time of the great extension of the ice, it was not concentrated, but was distributed pretty evenly over the slopes of the mountain. (In discussing glacial erosion on Mt. Adams, we must exclude consideration of the eastern section, for the enormous excavation that has taken place there is so entirely different from what has occurred in all the other parts of the mountain that we must believe that it is due to some special and local cause.) It must be remembered that these glaciers are by no means thick and that the movement is probably slow on account of the spreading dissipators, and therefore one would expect less erosion by them than by thicker and more rapidly moving ice streams.

The determination of the relative size of the dissipator and reservoir is very important, and requires not only a fairly good map of the glacier but also the location of the névé line. Unfortunately even when maps are procurable the position of this line is frequently not known. It is sometimes difficult to locate the névé line, which separates the reservoir, where the annual snowfall is not all melted, from the dissipator, where it is. The line is rarely straight and usually bare ice appears in places in the reservoir and patches of snow remain in the dissipator. Early in the season, before the snow has melted from the whole dissipator, and in years of unusually heavy snow fall, the névé line is not exposed, but its approximate altitude can be obtained as follows: the bergschrund is made by the ice dragging away from the side of the mountain, and is necessarily in the reservoir; its lowest altitude must therefore be a superior limit of the névé line. Surface moraines, on the other hand, can only appear in the dissipator and so the point where they come to the surface is an inferior limit. If in a particular glacier these two limits are not very far apart, the height midway between them will be a fair approximation to the névé line. On the Adams glacier for instance, we find the *Bergschrund* (on the right of fig. 5) as low as 2600 meters, and the map shows moraines at 2350 meters. If

therefore we take 2500 meters as the height of the névé line, the error will certainly not be as much as 100 meters. Similar observations place the névé line at about the same height for all the glaciers on Mt. Adams except the Mazama, where it is 50 or 100 meters higher. When we calculate the relative sizes of the reservoirs and dissipators of the glaciers we are surprised to find the dissipator in some cases materially greater than the reservoir. In the Alps it is found on the average that the reservoir is about three times as large as the dissipator; but in the case of the Adams glacier, the dissipator is twice as large as the reservoir; for the Pinnacle and Lava glaciers, it is three times as large; for the Rusk and Klickitat, they are about equal, and for the Mazama glacier, the reservoir is slightly larger than the dissipator. It is somewhat more difficult to determine the snow line on Mt. Hood, but it seems to be at about 2250 meters; and apparently it is lower here than on Mt. Adams on account of the greater annual precipitation. Mt. Hood lies in the region of 100 centimeters annual precipitation and Mt. Adams, 75 centimeters. The dissipator of the Coe glacier is about $1\frac{1}{3}$ times as large as the reservoir and the same ratio is found for the Eliot glacier. In making these calculations I have limited the reservoir to the actual surface of the glaciers and have not included the steep slopes which feed them, but even if the latter are taken into account, we should still find the ratio materially different from that in the Alps (Adams, dissipator 1.6 times the reservoir; Lava, 1.5). In determining the areas of the glaciers, I have used the map of Mt. Adams given in fig. 3 and maps of the Eliot and Coe glaciers which I made from a photographic survey. In all cases I have measured the areas as projected on the map and have made no correction for the slope. Such a correction would not be important. Let R and r represent the area and annual accumulation per unit area of the reservoir, and D and d the area and melting of the dissipator; then we have the well known relation $D/R = r/d$. This ratio is larger as r is larger and d smaller. For glaciers principally fed by ice or snow avalanches and partially protected by débris it is quite evident that r would be large and d small, but a different explanation must be sought for the others.

If we consider two glaciers with névé lines at the same altitude, it is evident that the one with the higher reservoir and higher dissipator will have both a greater accumulation and a smaller melting than the other, and its dissipator will be relatively larger. The general concave slopes of these volcanoes bring about just such a condition, namely; the reservoir increasing rapidly in height from the névé line and the

dissipator held up to a pretty high level. Moreover, a glacier with a long narrow dissipator will reach into lower levels and have a greater average melting than one which has a short and broad dissipator. Some of the glaciers on these volcanoes spread out and have broad high dissipators. A glance at the Adams and Mazama glaciers show that this is particularly true in respect to them. The longitudinal concavity of the glaciers and the broadening of the dissipators may be sufficient explanation of the relatively large size of the dissipators but the data at our command are not sufficient to say that this is the whole explanation.

To one familiar with the glaciers of the Alps the most striking features of the glaciers on these volcanoes are: their radial distribution; the way in which they rest on the surface of the mountain and not in valleys; the way in which they are bounded by their moraines and not by mountain cliffs; and the fact that they do not unite and concentrate but rather tend to spread and to divide into branches, as pointed out by Professor Russell in his account of Mt. Rainier.

Les variations des glaciers de l'Islande méridionale de 1893—1894 à 1903—1904 d'après la nouvelle carte d'Islande.

Par Mr. Charles Rabot.

La section topographique de l'Etat-Major général danois, a, comme on sait, entrepris un lever de précision au 50000^e de l'Islande. Vingt et une feuilles de cette carte tout récemment parues permettent d'apprécier la haute valeur scientifique de l'oeuvre accomplie par les officiers danois. A notre avis, c'est la carte à grande échelle la plus belle et la plus complète qui ait été publiée d'un pays montagneux. Comme dans la carte suisse, le relief est figuré par des courbes et par des hachures, brunes pour le sol, bleues pour les glaciers, mais ce qui place hors pair les levés danois, c'est l'abondance et la clarté des renseignements qu'ils donnent sur la nature du sol, sur le régime des cours d'eau et sur la configuration des glaciers. A ce dernier point de vue, la nouvelle carte d'Islande constitue un document d'une importance considérable. Sur les vingt et une feuilles récemment publiées, vingt concernent la région littorale du sud de l'île, comprise entre le Hornafjord et Portland, et figurent la lisière méridionale du Vatnajökull et une petite partie du bord sud du Myrdalsjökull. C'est la première représentation

précise et à grande échelle de ces immenses glaciers, et, pour nos études, ces feuilles présentent un intérêt de premier ordre.

Quelle est la puissance de l'alluvionnement glaciaire, cela saute aux yeux à la simple inspection des feuilles renfermant les „sandur“, (sables) qui s'étendent entre les glaciers et la mer. Partout des torrents divagants, construisant, à leurs embouchures, des flèches qui progressivement cernent des espaces marins et les transforment en lagunes, appelées à leur tour à disparaître prochainement. Dans cette oeuvre d'empiètement sur l'océan, les débâcles (*Jökullhaupt*) sont, comme on le sait, les agents les plus actifs. Combien fréquents doivent être ces énormes flots d'eau à la suite de la rupture de barrages glaciaires, l'abondance des lacs établis sur les glaciers mêmes ou sur leurs rives le montre clairement. Le long de la rive orientale du Skeidararjökull et sur le plateau situé à l'est de cet énorme courant, on ne compte pas moins de trois grandes nappes, un lac de bordure (*Randsee*) et deux lacs supraglaciaires. Le plus étendu mesure 1250 m sur 200 m. D'autre part, sur la rive ouest du Breidamerkurjökull, se rencontre un lac de bordure d'une superficie approximative de 180 ha. Enfin, la branche orientale du Heinabergsjökull engendre dans le Vatnsdalur une nappe de barrage longue de 2700 m sur 900 m de large. De plus, les moindres variations de longueur des grands appareils sont susceptibles, dans la région envisagée, d'obturer plusieurs vallées et de créer ainsi un nombre encore plus grand de lacs de barrage.

Les glaciers qui descendent des „inlandsis“ du Myrdalsjökull et du Vatnajökull peuvent être divisés en deux catégories: 1^o ceux, très puissants, en général, larges de plusieurs kilomètres, qui, pareils à des coulées de poix, viennent s'étaler jusque sur les terres basses, au pied des plateaux et qui peuvent être considérés comme des glaciers de vallée, d'une puissance considérable; 2^o les autres, larges de moins d'un kilomètre, occupant de simples ravins ou d'étroites vallées, et qui, insuffisamment alimentés, demeurent dans leurs gorges ou sur les pentes du plateau; glaciers suspendus jusqu'à un certain point.

Les premiers descendent à de très faibles altitudes, comme l'indique le tableau suivant des cotes relevées sur la carte de l'Etat Major danois.

I. Myrdalsjökull.

Höfdabrekkujökull (Katlajökull de Thoroddsen): 160 m (d'après une courbe équidistante, au NNE. d'Hafursey.

II. Vatnajökull.

- 1^o Skeidararjökull. Bouche du Blaatakvísl: 88 m (cote)
 Bouche du Sigardarfítaralar: 84 m (cote)
 Lobe oriental, au sud de la bouche de sortie
 du Skeidaraa: 117 m (cote).

(Longueur de la corde de l'arc de cercle décrit par le front du
 Skeidararjökull: 18 km.)

- 2^o Morsarjökull (largeur: 1400 m): 160 m (courbe).
 3^o Skaptafellsjökull (largeur: 4 km): 100 m (courbe).
 4^o Svinafellsjökull (largeur: 1600 m)¹⁾: 120 m (id.).
 5^o Falljökull (Virisjökull) (largeur: 1400 m): 160 m (id.).
 6^o Kviarjökull (largeur: 1700 m)²⁾: 50 m (cote).
 7^o Hrutarjökull (largeur: 4100 m)³⁾: 24 m (cote).
 8^o Breidamerkurjökull (largeur: 15 km): 12 m (cote) à la sortie
 du Jökulsá, 20 m (courbe) devant le lobe oriental.
 9^o Heinabergsjökull sud (largeur: 2200 m): 49 m (cote).
 10^o Heinabergsjökull nord (largeur: 2500 m): 63—67 m (cote).
 11^o Flajökull (largeur: 5 km): 34 m.

Altitude des fronts des glaciers suspendus.

I. Myrdalsjökull.

- 1^o Solheimajökull (largeur: 1800 m)⁴⁾: 97 m (cote).
 2^o Glaciers de la vallée de Hafursa (lignes de glace suspendues):
 240 m et 263 m (cotes).
 3^o Rotarjökull (largeur: 600 m)⁵⁾: 294 m (cote).
 4^o Stigarjökull (largeur: 200 m): 320—340 m (courbe).
 5^o Holarjökull (largeur: 450 m): 89 m (cote).

Ainsi, les fronts des grands glaciers du Myrdalsjökull et du Vatna-
 jökull sont compris entre les altitudes de 160 m et de 12 m — la
 plupart toutefois s'arrêtent à des cotes inférieures à 100 m —, tandis que
 les petits glaciers ne dépassent pas en général 240 m.

Les altitudes données plus haut se réfèrent aux années 1903
 et 1904.

1) Largeur entre les deux parois rocheuses extrêmes encadrant l'arc du front.

2) A la sortie de la vallée.

3) Du Breidamerkurfjall au Muli.

4) De la pointe S. E. du Breidamerkurfjall au Fellsfjall.

5) En amont du pointement rocheux terminal.

6) De part et d'autre de l'éperon rocheux que divise le glacier en deux branches.

Grâce aux détails très complets fournis par la nouvelle carte d'Islande et aux minutieuses descriptions que le professeur Thoroddsen a données des glaciers, il est possible de déduire, avec quelque apparence d'exactitude, le régime d'une petite portion du Myrdalsjökull et du versant sud du Vatnajökull depuis 1893 et 1894, années pendant lesquelles Thoroddsen visita ces parages, jusqu'à 1903 et 1904, dates des levers des officiers de l'Etat-Major danois.

De 1893 à 1904 le Solheimajökull ne paraît point avoir subi de changement important. Dans la partie est de son front émerge un pointement rocheux, entouré de trois côtés par le glacier, c'est-à-dire dans les mêmes conditions que celles observées par les précédents voyageurs. La carte indique 97 mètres pour l'altitude de l'extrémité inférieure, du Solheimajökull dans la partie située immédiatement à l'ouest de l'îlot rocheux; du part plus à l'ouest le glacier remonte à 120 m. — Thoroddsen donne comme cote de la fin de cet appareil 50 m.¹⁾ — Le savant explorateur a dû employer le baromètre pour la détermination des altitudes; aussi en admettant que les deux cotes se réfèrent au même point, on ne peut conclure avec certitude à un retrait vertical de 47 m en onze ans. Suivant toute vraisemblance, il y a eu retrait, mais peu accentué. En tout cas, le Solheimajökull s'étend encore aujourd'hui à 1 km environ au-delà du point où il s'arrêtait à la fin du XVIII^e siècle.

En 1881 le Skeidararjökull se trouvait à une distance de 400 „brasses“ de la falaise située au nord du Lomagnup²⁾: en 1903 il s'en trouvait éloigné d'au moins 850 m.

Dans toute l'étendue du front de ce glacier une moraine est en formation sur laquelle se branche, devant le lobe occidental, un „vallum“ morainique extérieur qui vient se rattacher de nouveau à la moraine mouvante près de l'extrémité occidentale du glacier.

L'intervalle qui sépare le „vallum“ de la moraine mouvante varie de 500 à 750 m.

¹⁾ THORODDSEN, *Rejse i Vester Skaptafells-Syssel paa Island i Sommeren 1893*. *Geografisk Tidsskrift* XII, 7, p. 171, Copenhague. On trouvera la traduction de toutes les descriptions des fronts de glaciers et de tous les renseignements sur leurs variations que renferment les mémoires de THORODDSEN dans notre travail publié sous les auspices de la Commission internationale des glaciers: *Les variations de longueur des glaciers dans les régions boréales et arctiques*. Première partie. Genève 1897. Extrait des Archives des Sciences Physiques et Naturelles. T. III, p. 163 et 301.

²⁾ A. HELLAND, *Islands Jökler*. *Archiv for Mathematik og Naturvidenskab* VII, 243, p. 208, Kristiania 1882.

A 2200 m en aval du lobe ouest du Skeidararjökull la carte représente un petit relief isolé au milieu de la plaine d'alluvions glaciaires, le Sandgigur, lequel a l'apparence d'un témoin d'enceinte morainique.

En 1893, devant ce glacier Thoroddsen vit „deux rangées de moraines l'une adjacente à la glace, l'autre située à quelques kilomètres en aval“.¹⁾

Il est probable que le Sandgigur représente la moraine „à quelques kilomètres“ du front signalée par Thoroddsen et le „vallum“ morainique qui s'étend entre ces monticules et le front actuel est la moraine de 1893. De 1893 à 1903 le Skeidararjökull aurait donc reculé de 500 à 750 m. —

Le Morsarjökull est entouré d'une moraine frontale en formation et de deux enceintes frontales concentriques, la plus éloignée distante de 400 m du front de 1904.

Le Skaptafellsjökull et le Svinafellsjökull ne paraissent pas avoir subi grandes modifications depuis 1894. La carte les représente toujours tangents par leur fronts comme ils l'étaient lors de la visite de Thoroddsen.²⁾

Le Falljökull (Virkisjökull de Thoroddsen) a subi un retrait relativement important.

En 1881 il s'arrêtait, d'après Helland, à l'altitude de 111 m.³⁾, en 1894, d'après Thoroddsen à 110 m.⁴⁾ — D'après la carte de l'Etat-Major danois, il était remonté, en 1904, à 160 m et était précédé d'un cercle morainique complet distant de 600 m du front dont le point le plus bas est à la courbe de 120 m. Dans l'enceinte de cette moraine la carte indique un fragment de glacier mort. De 1881 à 1894 le Falljökull paraît donc être resté stationnaire, et de 1894 à 1904 s'être retiré de 600 m environ.

Le Holar- et le Stigarjökull ont également subi une régression importante. Thoroddsen dit expressément que ces deux appareils s'étendent jusqu'aux terres basses de la plage⁵⁾ et fixe leur altitude à

¹⁾ THORODDSEN, Loc. cit., p. 195.

²⁾ *Fra det sydøstlige Island. Geografisk. Tidsskrift*, XIII, 1895—1896. 1 et 2, p. 16. Copenhague.

³⁾ A. HELLAND, Loc. cit., p. 206.

⁴⁾ Notre mémoire, *Les Variations de longueur etc.*, p. 74, renferme une erreur. Une mauvaise lecture du texte original nous a fait donner 180 m au lieu de 110 m pour la cote de l'extrémité inférieure du Virkisjökull en 1894 et la différence entre cette altitude et celle de HELLAND en 1881 (110 m) nous a fait croire à tort à un recul de 1881 à 1894.

⁵⁾ *Fra det sydøstlige Island*, p. 14, col. 2.

45 m.¹⁾ En 1881 le Holarjökull s'étendait jusqu'à une „faible hauteur au-dessus de la mer.“²⁾ Dans cette région pareille expression signifie 20 à 30 m, 50 m au plus. Or, la carte représente le Stigarjökull retiré dans son ravin, le front circonscrit par les courbes de 320 m et de 340 m et le Holarjökull ne dépassant pas l'embouchure de sa vallée dans les terres basses, arrêté à la cote de 89 m. — Il y a donc eu diminution de 1881 et de 1894 à 1904, surtout du Stigarjökull.

Le Kviarjökull n'a pas éprouvé de changements importants depuis la fin du XVIII^e siècle. En effet Sveinn Pálsson (1793) le décrit en ces termes: „Dans son mouvement de progression il a entraîné un monticule de graviers haut de plus de deux cents pieds, qui en devenant de plus en plus épais, l'a arrêté dans sa marche.“³⁾ En 1881 le Kviarjökull est toujours enveloppé dans cette enceinte morainique ⁴⁾ frontale. En 1894, lors de la visite de Thoroddsen, la situation du glacier est encore la même et depuis elle n'a pas changé, tous les détails topographiques fournis par ce consciencieux voyageur islandais figurent sur la carte de l'Etat Major, de telle sorte qu'il semble que la description et le lever soient contemporains. Peut-être au grand maximum le glacier a-t-il reculé depuis 1894 d'une centaine de mètres près de la bouche de sortie de la Kvia Vestri; la carte indique, en effet, dans cette région un intervalle entre la moraine et la glace.

En 1894 le Hrutarjökull paraissait en progression, et culbutait ses moraines.⁵⁾ En 1894, il était, au contraire, précédé d'une enceinte morainique frontale continue, éloignée de 400 à 500 m du front. Cette distance représente la diminution survenue de 1894 à 1904. Que cet arc morainique marque le maximum atteint depuis une très longue période par le Hrutarjökull, cela résulte de l'existence d'une petite oasis de verdure (Fitjar) adjacente à la saillie la plus accusée de ce rempart.

En 1904 comme en 1894, c'est entre les embouchures de la Vestri Stemmnos et de l'Eystri Stemmnos que le Breidamerkurjökull s'approche le plus près de la mer; mais, alors qu'en 1894 la distance du glacier au bord du talus cotier (Havstock, dit Thoroddsen) n'était que de 256 m,⁶⁾ aujourd'hui elle s'élève à 550 m. Le recul de cet énorme glacier a donc été insignifiant pendant ces dix dernières années.

1) Ibid. p. 18.

2) A. HELLAND, Loc. cit., p. 206.

3) *Forsoeg til en physisk, geographisk og historisk Beskrivelse over de islandske Isbjerger*, in *Den Norske Turistforenings Aarbog for 1882*, p. 40.

4) A. HELLAND, Loc. cit., p. 205.

5) THORODDSEN, *Fra det sydöstlige Island*, p. 14.

6) Ibid., p. 13.

Au nord-est du Breidamerkurjökull descend dans la vallée du Fellsá un petit glacier local, large de 600 à 700 m à son extrémité inférieure (Alt. 420 m). Cet appareil n'avait subi aucun changement depuis une trentaine d'années, racontèrent les indigènes à Thoroddsen en 1894.¹⁾ Cette situation paraît avoir persisté. La carte de l'Etat-Major danois n'indique, en effet, aucune moraine frontale, mais en revanche un peu de verdure tout contre le glacier; ce qui est le signe d'un état stationnaire prolongé.

En 1903 les deux Heinabergsjökull étaient toujours tangents à leur extrémité inférieure comme en 1894.²⁾ Leur front commun était précédé d'une moraine frontale continue située à une distance maximale de 1100 m du bord actuel de la glace.

Le Flaaajökull, en progression en 1894,³⁾ était, en 1903, précédé d'une enceinte morainique située au maximum à 500 m du glacier. Cette distance représente la valeur du recul de 1894 à 1903.

Ainsi, de 1893—1894 à 1903—1904, sur le versant méridional du Vatnajökull, si quelques glaciers sont demeurés stationnaires ou en état de maximum ou dans un état voisin du maximum, la plupart ont reculé, mais d'une très faible quantité, en égard à la puissance et à l'étendue de ces appareils. La perte moyenne des effluents du Vatnajökull pendant cette période décennale est d'environ 500 m.

L'historique des variations de la glaciation dans l'Islande méridionale peut être ainsi résumée:

Depuis la fin du XVIII^e siècle jusqu'en 1880 et même jusqu'en 1893—1894, crue formidable ou grand maximum qui est l'apogée d'une phase d'englaciation. Depuis 1893—1894 se manifeste une décrue, mais jusqu'ici elle est peu importante. Peut-être est-ce là un début? Une période de décroissance a commencé dans le nord de l'île en 1855—1860 et semble s'être propagée du nord vers le sud; il est donc possible qu'une phase de grande décrue atteigne à son tour la partie méridionale du Vatnajökull. En tout cas, le fait saillant, c'est que la glaciation dans le sud de l'Islande n'a pas été soumise aux mêmes vicissitudes que celles qui se sont manifestées avec tant d'ampleur dans les Alpes et en Norvège, durant le XIX^e siècle. Pendant cette période le versant méridional du Vatnajökull, le plus grand glacier de l'Europe, n'a subi qu'une régression insignifiante.

1) Ibid., p. 10.

2) THORODDSEN, *Fra det sydlige Island*, p. 10.

3) Ibid., p. 8.

4) *Fra det sydøstlige Island*, p. 8.

Der Calderagletscher des Cerro Altar in Ecuador.

Von Prof. Dr. **Hans Meyer** in Leipzig.

Auf der Ostkordillere von Ecuador, unter gleicher Breite mit der Stadt Riobamba ($1\frac{3}{4}$ südl. Br.) liegt die mächtige Vulkanruine Cerro Altar oder, wie der alte indianische Name lautet, Cerro Collanes. Der Vulkan sitzt auf dem Rücken der alten kristallinen Ostkordillere wie ein Reiter auf dem Pferd oder, richtiger gesagt, wie ein Schornstein auf dem Dachfirst. Einsturz, Verwitterung, Denudation und Erosion haben von dem ursprünglichen Riesenbau nur einen Teil der Caldera-Umwallung mit ihrer Kegelbasis stehen lassen; aber dieser Rest ist immer noch so groß, daß seine Felszacken und Firngipfel in ihrer höchsten Spitze (Obispo) 5404 m hoch zum Himmel ragen und kreisförmig einen über 1000 m weiten Kessel umschließen, der, mit Schnee und Eis halb angefüllt, einem der größten Gletscher Ecuadors Ursprung und Nahrung gibt. Der Untersuchung dieses Gletschers und seiner heutigen sowie seiner einstigen Ausdehnung galt eine mehrtägige Exkursion, die ich Anfang Juli 1903 mit meinem Reisebegleiter, Herrn Maler **R e s c h r e i t e r** aus München, und einer kleinen indianischen Trägerkarawane von Riobamba aus unternahm. Von keinem der früheren Reisenden waren dort eingehendere Glacialstudien gemacht worden. Ich werde an anderer Stelle ausführlich über den Verlauf dieser Tour und ihre Ergebnisse berichten; hier möchte ich nur von meinen Beobachtungen am Gletscher selbst Mitteilung machen, nachdem ich über die am Altar gefundenen **a l t e n** Glacialspuren bereits in der „Ratzel-Gedenkschrift“ (S. 262) mehreres veröffentlicht habe.

In zwei Tagen waren wir von Riobamba (2798 m) über das am Chambofluß gelegene Dorf Penipe am Westhang der Ostkordillere, meist hoch über dem Lauf des dem Chambo zufließenden kleinen Rio Collanes, der am Cerro Altar entspringt, in die Paramo-Wildnis am Fuß des Altar emporgestiegen. Unterwegs hatte ich am Unter- und Mittellauf des Rio Collanes mehrere auffallende hohe Schotterterrassen beobachtet, auf denen die wenigen Hütten der Dörfchen Candelaria und Releche und die Kartoffel-Felder dieser Region liegen. Diese großen Schottermassen, die viel Gestein vom Altar enthalten, müssen in einer Zeit

mächtiger Wasserbewegung hier abgelagert worden sein, worauf sich später das Flößchen wieder tief in sie eingeschnitten hat.

Im miserabelsten Paramowetter, bei Regen, Schnee und Nebel, wie es in den Höhen der Ostkordillere an der Tagesordnung ist, waren wir am zweiten Spätnachmittag an den Fuß des Altar selbst gekommen. Plötzlich rissen die Nebel, und wir erblickten ca. 300 m unter uns ein breites steilwandiges Hochtal mit ebenem Boden, das Valle de



Figur 1. Collanestal des Altar, ein typisches Trogtal; hinten die Caldera mit dem Gletscher im Jahre 1902. (Nach einer Photographie von Paul Grosser.)

Collanes, ein, wie sich später zeigte, typisches glaziales Trogtal, das nach Osten in ein mächtiges von Schnee- und Eismassen erfülltes Felsen-Amphitheater übergeht: die Caldera des Altar — ein wundervolles Diorama im Treiben der Nebel und Wolken. Die Eismassen der Caldera liegen auf einer etwa 300 m hohen felsigen Steilstufe über dem flachen Talboden (Playa de Collanes) und entsenden einen kräftigen Gletscherbach, der in weiß schäumenden Fällen über die Felsenstufe zwischen zwei riesigen alten Moränenwällen herabstürzt und sich über die Talebene fortschlängelt, bis er an ihrem Ende

in der tiefen Schlucht des mittleren Collanestales verschwindet. Dort kurz vor dem Ende der ebenen Playa de Collanes blinkte auch ein kleiner See zu uns herauf. Von den stolzen Felsentürmen und Graten aber, die den großen Kraterzirkus krönen, liessen jetzt die neidischen Nebel nichts erschauen.

In Regen, Wind und Schnee steigen wir an den steilen grasigen Abhängen auf dünnem, von Nässe und Lehm glitschglattem Pfad zur



Figur 2. Collanestal des Altar; hinten die Caldera mit dem Gletscher im Jahre 1872. Nach dem Gemälde der Stübelschen Sammlung im Leipziger Museum für Völkerkunde.

sumpfigen Ebene des Collanestales hinab. Unten scheuchten wir eine Herde halbwilder Rinder auf, die stürmisch entflohen wie ein Rudel Hirsche. Wir folgten dem festen Geröllsaum des Baches, dessen grau-trübes Wasser die „Gletschermilch“ verrät, bis an den Fuß der vorderen Calderawand, wo sich oben rechts und links von den Eismassen her die vorhin erwähnten beiden alten Moränenwälle in die Talebene vorschoben und an den Enden miteinander verschmelzen. Dichter, von Moos und Flechten fast erdrückter niedriger Buschwald hat ihre Blockhaufen überwuchert, und dort am Unterrand der südlichen Moräne,

wo es Brennholz und Wasser gibt, fand sich bald ein geeignetes Plätzchen (3964 m) für unsere beiden Zelte, während die Peones (indianische Träger) sich abseits eine Zweig- und Grashütte bauten. Es war ein trüber, nasser, kalter Lagerplatz. Wetter und Weg hatten uns allen tüchtig zugesetzt, 9 volle Stunden waren wir von Releche auf den Beinen gewesen, und es versteht sich, daß wir nach Einnahme unserer üblichen Reissuppe uns schleunigst in die trocknen, weichen, warmen Schlafsäcke verkrochen, mit dankbaren Gefühlen für die seligen Opossums, die uns ihr molliges Pelzfell im Dienst der Wissenschaft geopfert hatten.

Am nächsten Morgen war bei hellerem Wetter die Situation klarer. Wir sahen uns in einem ungeheuren Taltrog, dessen steile, teils aus vulkanischen Agglomeraten, teils aus Bänken dichter Lava aufgebaute himmelhohe Felswände sich im Osten zum Kraterzirkus des Altar halbkreisförmig zusammenschließen. Der gletscherbedeckte Kraterboden (jetzt Plazabamba genannt) liegt ca. 340 m über unserem Lagerplatz, und von uns hinauf ziehen die beiden hochgewölbten Schutt- und Blockwälle, die uns bekunden, daß die Gletscherzunge, die jetzt dort oben in 4300 m Höhe auf einer steilen Felsstufe endet, sich einst bis hier herunter zu 3960 m Höhe erstreckt hat. In dieser Ausdehnung ist der Gletscher lange Zeit stationär gewesen, während deren er diese großen Schuttmassen an seinem Rande absetzen konnte. Als 30 Jahre vor mir die Herren Reiß und Stübel hier weilten und in wiederholten längeren Besuchen den vulkanischen Bau des Cerro Altar studierten, reichte der Kratergletscher noch in einer imposanten Eiskaskade bis an den Fuß der Felsstufe zwischen die beiden alten Moränenwälle herab (4028 m nach Stübel, 3978 m nach Reiß), wo die abgestürzten Eismassen einen kleinen regenerierten Gletscher bildeten. Auf einem der von Stübels Begleiter Troya gemalten Ölbilde ist dieser Zustand eindrucksvoll dargestellt. Auch Whymper sah noch 1880 den Kratergletscher in einer Eiskaskade „wie den Tschingelgletscher im Gasterental¹⁾“ über die Frontfelswände fallen und an deren Fuß in einen regenerierten Gletscher übergehen, der durch die Eiskaskade immer noch mit dem oberen Gletscher in direktem Zusammenhang war. Jetzt endet der Gletscher 300 m höher oben am Oberrand der Felsstufe.²⁾ Über diese stürzt kein Eis

¹⁾ Whymper meint offenbar den Kandergletscher, der sich im Berner Oberland vom Tschingelpaß ins Gastern-Tal erstreckt; übrigens ist auch dessen Eiskaskade geschwunden und der Gletscher endet heute hoch oben oberhalb der Stufe. Red.

²⁾ Vgl. die beiden Bilder auf Seite 60 und 61.

mehr herab, und der regenerierte Gletscher am Fuß der Felswand ist verschwunden; nur eine flache Halde von frischem Moränenschutt verrät seine einstige Stätte. In weiteren 20—30 Jahren wird die Stauden- und Buschvegetation von dieser jüngsten Moräne ebenso Besitz ergriffen haben, wie sie schon längst die beiden alten Seitenmoränen erobert hat. Der Buschwald, der ihre unteren Teile überdeckt, war, wie T r o y a s Bild und eine W h y m p e r'sche Zeichnung zeigen, vor 30 und 20 Jahren schon fast genau so wie heute. Das Wachstum geht in dieser nassen, kalten, nebeligen Region äußerst langsam von statten. Daß in dieser Höhenzone (4000—4100 m) überhaupt noch Bäume (*Polylepis incana*) von 5 und 6 m Höhe vorkommen, verdanken sie nur der ungemein geschützten Lage dieses Standortes. Nirgendwo anders in Ecuador findet sich dichter Buschwald so hoch oben wie hier.

Am nächsten Morgen stiegen wir auf der südlichen alten Ufermoräne zum Rande des Kraterbodens (Plazabamba) empor, wo die Gletscherstirn bei 4300 m liegt. Noch deckte Nebel den Kraterkessel und die ihn krönenden Felstürme. Der Aufstieg war anfangs bequem durch niedriges Gesträuch und über grasige blumige Lehnen; aber im letzten Drittel gab es steile Felswände, die zahllose Gletscherschrammen tragen, und erst gegen 9 Uhr waren wir am Oberrand der breiten Felsstufe, über die das jetzt am Morgen noch dünne Gletscherbächlein als schmales Band ins Collanestal hinabrinnt, und betraten frischen Moränenschutt und Eis. Neben uns ragt die südliche Felswand des Einganges vertikal auf, bis über 30 m hoch hinauf prachtvoll geschliffen und geschrammt, als hätten viele Tausende schwerer Lastwagen ihre Radspuren daran zurückgelassen. So hoch hinauf hat noch vor 30 Jahren die Gletscheroberfläche gereicht, wie auf T r o y a s Bildern in der S t ü b e l'schen Sammlung zu sehen ist. Auf dem höchsten der Schutthügel machen wir im Kraterkessel halt. Wir stehen auf dem dick mit Schutt bedeckten Gletscher selbst. Rings um und unter uns tritt an vielen Stellen das Eis in 5—10 m hohen glatten Stufen zu Tage, die durch Einbruch verschiedener Partien des Gletschers infolge von ungleicher Unterschmelzung entstanden sind. Es sind Dislokationen im Eis wie in der zerstückelten Bruchzone eines Schollenlandes; die hohen Eisstufen sind die Bruchwände der stehengebliebenen Schollen, an denen die unterschmolzenen in Staffeln abgesunken sind. Die glatten blanken Schollenwände zeigen eine schöne parallele Bänderung des Eises, deren Lagen je nach dem Absinken der Scholle horizontal oder schief gestellt sind.

Während wir uns zu orientieren suchen, weichen allmählich die Nebel und geben den ganzen Kraterzirkus mit Ausnahme der höchsten Grate und Spitzen frei. Dort oben treibt der Ostwind die Nebel in unaufhörlicher heftiger Flut nach Westen, während bei uns im Kraterkessel ein leichter Luftstrom von Westen durch das Collanestal heraufzieht. Das vor uns aufsteigende Bild ist höchst seltsam und groß. Wir stehen wie in einem ungeheuern Kahr mit himmelhohen Steilwänden; aber dieses Kahr hat nicht die uns bekannte Lehnselform, die Kahrwände werden nicht von der Rückenlehne nach den Seitenlehnen hin niedriger, sondern gerade vorne am Eingang türmen sich rechts und links die beiden Hauptgipfel empor, der Canonico auf der Nord-, der Obispo auf der Südseite, die mit 5355 m resp. 5405 m Höhe alle andern Teile der Zirkuswände weit überragen. In der Runde senken sich von den Felswänden große Firn- und Eismassen zum Zirkusboden herab, ein im Durchmesser rund 1000 m weites Eis- und Schuttfeld. Plazabamba nennen es jetzt die Einheimischen; der von Reiß und Stübel gehörte Name Pasuasu scheint nicht mehr gebräuchlich zu sein — ich behalte ihn für die Felsstufe unter der Plazabamba bei. Der Kraterboden ist aber nicht eben. Er setzt am Fuß der umschließenden Felswände in einer erhöhten Felsstufe ab, über welche die Firn- und Eismassen in Tausenden von Staffelbrüchen herabkommen. 5 niedrige runde Felsbuckel gliedern diese Eisfälle in 6 primäre kleine Gletscher, die zur tiefer gelegenen Mitte des Kraterbodens sich vereinen und nun als ein einziger Eisstrom zum Ausgang des Kessels fließen, wo wir auf seinem Rande stehen. 5 Obermoränenwälle laufen von jenen Felsbuckeln über den ganzen Gletscher in langen, langsam konvergierenden Linien und verschwinden in der Schuttdecke seines Endes. Das ist der Eisstrom, von dem Moritz Wagner 1858 schrieb, es sei „der einzige wirkliche Gletscher, den er in der Äquatorialzone der Anden beobachtet habe“. Reiß und Stübel haben 1872 die Dicke des Gletschers am Rand der Pasuasufelswand, über die er damals noch ins Collanestal hinabstürzte, auf 60—100 m gemessen. Jetzt ist er an seinem Ende nur noch ca. 20 m dick. Die Stirn ist ganz flach und erhebt sich nirgends mehr über den Rand der Pasuasuwand, der als Riegel geschliffen ist. Wie hoch der Gletscher in seinen mittleren Teilen den Kraterboden bedeckt, ist nicht genau zu schätzen; nach dem Neigungswinkel des Eisstromes vom Anfang bis zur Stirn dürfte er dort kaum noch 50 m dick sein, während Whympers 1880 den Kraterboden noch „einige Hundert Fuß“ unter der Gletscheroberfläche annahm. Der Körper des Gletschers ist jetzt eingesunken und eingebrochen, was allein

schon neben seiner kolossalen Schuttbedeckung erkennen lassen würde, daß er stark im Schwinden begriffen ist.

Auf der peripherischen Randstufe des Kraterbodens am Fuß der Kesselwände liegt der zerklüftete Firn in 40—50 m dicken Bänken, die durch Staublagen und weiße oder hellblaue Schnee- und Firneisschichten schön gebändert sind. Charakteristische Oberflächenformen wie Penitentes, Eiskarren, Dolinen usw. habe ich weder auf dem Firn noch auf dem Gletscher des Altar — im Gegensatz zu den Firnfeldern des Chimborazo, Antisana, Cotopaxi — bemerkt, wohl aber auf letzterem viele Gletschertische.

Von den oben erwähnten 5 Felsbuckeln, die diese Firnmassen in 5 Gruppen gliedern, war zur Zeit Reiß' und Stübels nichts zu sehen; sie waren noch unter dem damals höher stehenden Eis begraben, wie ein Troya'sches Bild der Stübelschen Sammlung erweist. Auch ein auffallender, schneebedeckter ca. 200 m hoher Felskegel, der sich im Kraterzirkus dem Fuß des Canonico anlehnt, lag damals noch nicht frei. Er scheint ein Eruptionskegel in der Caldera zu sein, durch den sich die letzten vulkanischen Zuckungen des Berges aus einem sekundären Magmaherd des Bergmassives selbst Luft gemacht haben. Auch dieser Kegel ist vom Eis abgehobelt worden und trägt nun an seiner Südflanke die ältere Ufermoräne des großen Mittelgletschers, der in schöner Bogenlinie seinen Fuß umfließt. Wie in einem Flußbett nach Ablauf des Hochwassers ein langes Band von allerlei Rückständen, Schlamm, Sand, Holzstücken usw., am Uferhang liegen bleibt, bis es vom Regen abgespült wird, so liegen hier als „Flutmarken“ des einstigen Gletscherhochstandes die Moränenschuttbänder an 100 m hoch über der jetzigen Gletscheroberfläche an den felsigen Berglehnen. Rück- und Niedergang des Eises, wohin man blickt! Und unser Aussichtshügel, auf dem wir stehen, photographieren, zeichnen und messen, wird davon keine Ausnahme machen. In wenigen Jahren wird sein Eiskern, den jetzt die Schuttdecke noch schützt, geschmolzen, das Gletscherende bis hierher zurückgewichen sein, wenn nicht eine Klimaschwankung einen neuen Gletschervorstoß zeitigt.

Die Sonne brannte in dem windstillen Kraterkessel nachgerade so kräftig auf uns herab, daß wir trotz der 4300 m Höhe die Röcke auszogen und unsern Arbeiten hemdsärmelig oblagen. Nach Mittag schien die ganze Umgebung in langsame Bewegung geraten zu wollen; überall rieselten dünne Schmelzgewässer, knisterte und prasselte der ausgeschmolzene Sand und Geröllschutt, überall gab nun die Moränendecke rutschend nach, wenn man sich auf ihr bewegte. Und als wir

1. Die ...
2. Die ...
3. Die ...
4. Die ...

5. Die ...
6. Die ...
7. Die ...

8. Die ...
9. Die ...
10. Die ...

11. Die ...
12. Die ...
13. Die ...

14. Die ...
15. Die ...
16. Die ...

17. Die ...
18. Die ...
19. Die ...

20. Die ...
21. Die ...
22. Die ...

23. Die ...
24. Die ...
25. Die ...

26. Die ...
27. Die ...
28. Die ...

29. Die ...
30. Die ...
31. Die ...

32. Die ...
33. Die ...
34. Die ...

35. Die ...
36. Die ...
37. Die ...

haltenden inneren Wände über dem Kraterboden empor, während die äußeren in zahllosen Steilstufen abfallen und da in mehreren Kahren kleine Hängegletscher tragen, die in den herrlichsten Blaubändern leuchten. Von der Südwestseite des Obispo kommt am Außenhang ein Gletscher herab und bricht hoch oben über den südlichen Felswänden des Zirkuseinganges ab. An dieser bis 60 m dicken Eiswand zählte ich 18 dicke horizontale Schmutzbänder zwischen den bis 10 m mächtigen hellblauen Firneislagen. Wahrscheinlich rühren diese dicken Schmutzschichten von besonders starken Ascheneruptionen des 37 km südlich entfernten Sangai her, während zu den dünnen der Verwitterungsstaub des Altar selbst das Material geliefert hat. Die schönste Firnkuppe des Altar ist aber die hinter dem Obispo mitten auf der südlichen Zirkuswand aufgetürmte „Monja grande“ („große Nonne“). Man begreift schlechterdings nicht, wie sich die mächtige Firnkappe auf dem enorm steilen Felsturm halten kann. Was davon in den Kraterkessel hinunterstürzt, fügt sich dort mit den Abbruchmassen des Obisopfirnes zu einem kleinen regenerierten Gletscher zusammen, der kurz unter der Trümmerstätte schon wieder als ein einheitliches Ganze horizontal gebändert ist. Solche Wirkung können nur Druckvorgänge in der Eismasse selbst hervorrufen.

Auf der Hinterwand des Zirkus tront gerade gegenüber dem breiten Eingangstor ein kolossaler dreizackiger Felsenklotz (5294 m), der den Namen Tabernaculo erhalten hat. Aus der Ferne von der bewohnten Riobambaebene aus gesehen fällt diese breite Felsmasse zwischen den hochragenden Canonico und Obispo am meisten in die Augen. Er liegt auf dem Altar wie ein Tabernakel zwischen zwei riesigen Kerzenträgern, was wohl R e i ß und S t ü b e l zu dieser Namensgebung veranlaßt haben mag; denn die hübschen Namen Canonico, Obispo, Monja, Tabernaculo etc. für die einzelnen Gipfel sind keine landesüblichen, sondern von R e i ß und S t ü b e l verliehene, da es keine einheimischen gibt. Auch auf dem Tabernaculo und auf vielen Zinnen der nördlichen Zirkuswände lagern mächtige Firnmassen in hoher Wölbung und mit weit überstehenden Wächten. Sie alle entsenden Firn- und Eislawinen in den Kraterkessel, und namentlich nach Neuschneefällen ist des Lawinendonners kein Ende. Der Lage und Richtung der Wächten oben sieht man an, daß der schneebringende Wind fast immer von der Ostseite kommt. Auf den nach Osten, Norden und Süden gewandten Außenhängen der Caldera liegt daher eine ganze Reihe von Firnfeldern und kleineren Gletschern. Auf der Lee-seite aber, also im Kraterkessel ist der fallende Neuschnee völlig

geschützt gegen Verwehungen und findet darin ein Sammelbecken wie nur noch auf wenigen Bergen in Ecuador. Zuzufolge dieser orographischen Begünstigung der Erhaltung von Schnee, Firn und Eis liegt hier die Gletschergrenze so tief: vor 30 Jahren bei 3978 m (Reiß) oder 4028 m (Stübel), heute bei 4300 m. Für die Schneegrenze hat M. Wagner vor 54 Jahren 4832 m (im Februar) angegeben, was für die damaligen reichlichen Schneeverhältnisse sicherlich viel zu hoch bemessen war; heute liegt die klimatische Firngrenze hier bei 4750 m.

Kleinere Mitteilungen.

Schwankungen des Niederschlages im Deutschen Reich 1816—1900.

Soeben ist das längst erwartete große Werk von G. Hellmann über die Niederschläge in den norddeutschen Stromgebieten erschienen.¹⁾ Damit wird endlich eine große Lücke ausgefüllt, besaßen wir doch bisher keine amtliche Bearbeitung der Niederschlagsverhältnisse des Reiches, sondern nur unvollständige kleine, meist schon veraltete Monographien privater Autoren, denen die Fülle des amtlichen Materials nur zum Teil zur Verfügung stand. Die vielen, sehr übersichtlich gruppierten Tabellen des Hellmann'schen Werkes bieten die Möglichkeit, die Schwankungen des Niederschlages im Deutschen Reich schärfer zu untersuchen, als es bisher geschehen konnte. Es sind alle Gebiete vertreten, mit Ausnahme des Donaugebiets, das als nicht zum Bereich des Einzugsgebietes norddeutscher Ströme gehörig, ausscheidet.

Auf Grund des von ihm zusammengestellten Materials für einige norddeutsche Flüsse war V. Krieser 1896 und 1898 zu dem Resultat gekommen, daß im Bereich der Oder und der Elbe die von mir 1890 nach den langjährigen bis 1885 reichenden Beobachtungsreihen in meinem Werke über Klimaschwankungen vertretenen ungefähr 35-jährigen Schwankungen des Niederschlages nicht zu erkennen seien.²⁾ Zu einem anderen Resultat kommt Hellmann. Er untersucht, und zwar nach der von mir seinerzeit angewandten Methode der Lustrenmittel, an der Hand der Beobachtungen von 24 Stationen die Schwankungen im ganzen Reich und findet folgende Zahlen (Bd. I S. 344):

Niederschlag in Prozenten des vieljährigen Mittels:

1816/20	21/25	26/30	31/35	36/40	41/45	46/50	51/55	56/60
99	99	94*	94	102	103	99	108	93

¹⁾ Die Niederschläge in den norddeutschen Stromgebieten. In amtlichem Auftrage bearbeitet von G. Hellmann. 3 Bände. Berlin 1906.

²⁾ Oderstrom-Werk. Berlin 1896; Elbstrom-Werk. Berlin 1898.

1861/65	66/70	71/75	76/80	81/85	86/90	91/95	96/00	01/05
91*	103	94	109	103	101	98	102	—

Die Zahlen sind nicht ausgeglichen.

Die Minima um 1830 und um 1860 treten scharf hervor, desgleichen die Maxima um 1850 und 1880. H e l l m a n n, der die Uebereinstimmung seiner Ergebnisse mit meinen Resultaten hervorhebt, betont, daß das Maximum um die Mitte des Jahrhunderts nicht 35 Jahre, sondern nur 25 Jahre vor dem um 1880 eintrat; es fällt, wie auch ich 1890 feststellte, auf 1851/55, wenn auch das Lustrum 1841/45 ebenfalls reichliche Niederschläge aufweist. Klar tritt die Abnahme des Niederschlages von 1880 an bis 1900 hervor.

H e l l m a n n gibt außerdem Bd. I S. 327. um die Frage des Einflusses der Sonnenfleckenperiode zu beleuchten, für die einzelnen Jahre 1851—1900 die Jahressummen von 21 Stationen, ausgedrückt in Prozenten der 50 jährigen Mittel 1851—1900. Diese Zahlen bieten ein treffliches Material, um die Lage des Minimums um 1860 und des Maximums um 1880 etwas genauer festzustellen, als es durch Lustrenmittel möglich ist.

Ich habe zunächst Gruppenmittel gebildet und zwar wie folgt:

Weichsel-Oder-Gebiet: Königsberg i. Pr., Krakau, Klaussen, Görlitz, Frankfurt a. O., Posen, Stettin.

Elbe-Gebiet: Kiel, Torgau, Erfurt, Berlin, Gütersloh, Emden.

Unteres Rhein-Gebiet: Kleve, Bonn, Trier, Nancy.

Oberes Rhein-Gebiet: Frankfurt a. M., Kalw, Stuttgart, Isny.

Die umstehende Tabelle gibt für diese Gruppenmittel die Abweichungen des Niederschlages in Prozenten vom fünfzigjährigen Mittel. Außerdem wurde aus den 4 Gruppenmitteln noch ein allgemeines, für ganz Deutschland (ohne Donaugebiet) geltendes Mittel gebildet.¹⁾ Die Kolonnen rechts enthalten dieselben Gruppenmittel ausgeglichen durch Bildung fortschreitender Zehnjahrsmittel: es wurde also das Mittel 1851—60 gebildet, dann 1852—61, 1853—62 u. s. f.; die Jahreszahlen links geben die beiden zentralen Jahre des betreffenden Jahrzehnts an. In diesen ausgeglichenen Reihen sind die Maxima und Minima durch Fettdruck hervorgehoben.

Noch deutlicher als die H e l l m a n n'schen Zahlen zeigen unsere ausgeglichenen Gruppenmittel die Schwankung des Niederschlages an. Von 1855/6 bis 1872/3 sind die Niederschläge unter dem Normalen, von 1875/6 bis 1886/7 über dem Normalen. Von 1887/8 sind sie mit einziger Ausnahme des östlichen Deutschlands wieder unter normal. Es zeigt sich also das von mir 1890 vorausgesehene Sinken der Niederschläge nach dem Maximum um 1880 ganz scharf. Das Minimum fällt überall auf 1860/61, das Maximum auf 1879/80, wieder mit Ausnahme des östlichen Deutschlands, wo es 7 Jahre später auf 1886/87 zu liegen kommt. Die Amplitude beträgt überein-

¹⁾ In einzelnen Jahren weichen diese Mittel von H e l l m a n n's Mittel um eine Kleinigkeit ab, weil H e l l m a n n sein Mittel als Mittel der 21 Stationen, ich das meinige als Mittel der 4 Gruppenmittel berechnete.

Niederschlagsmengen in Prozenten des 50jährigen Mittels.

Nicht ausgeglichen						Ausgeglichen					
	Weichsel- Oder-Gebiet	Elbe-Gebiet	Unteres Rhein- gebiet	Oberes Rhein- gebiet	Mittel	Zentrum des Zehnjähr- mittels	Weichsel- Oder-Gebiet	Elbe-Gebiet	Unteres Rhein- gebiet	Oberes Rhein- gebiet	Mittel
1851	8	6	2	8	6						
1852	3	17	24	5	12						
1853	5	0	— 2	— 3	0						
1854	1	9	13	5	11						
1855	12	— 3	— 5	— 2	0	55/6	— 3	— 1	2	— 1	— 1
1856	— 3	— 8	10	12	3	56/7	— 3	— 2	1	— 3	— 2
1857	— 31	— 31	— 32	— 34	— 32	57/8	— 5	— 2	— 1	— 3	— 3
1858	— 19	— 13	— 20	— 21	— 18	58/9	— 7	— 3	— 1	— 3	— 4
1859	— 12	— 5	13	— 3	— 2	59/0	— 9	— 5	— 5	— 7	— 7
1860	— 8	15	17	20	11	60/1	— 12	— 7	— 6	— 9	— 9
1861	3	4	— 3	— 7	— 1	61/2	— 12	— 6	— 5	— 9	— 8
1862	— 15	8	3	7	1	62/3	— 6	— 1	0	— 4	— 3
1863	— 13	— 2	— 8	— 11	— 9	63/4	— 5	1	2	— 1	— 1
1864	— 8	— 16	— 25	— 28	— 19	64/5	— 4	1	1	— 1	— 1
1865	— 12	— 25	— 12	— 27	— 19	65/6	— 4	0	— 1	— 3	— 2
1866	— 2	9	21	16	11	66/7	— 5	— 1	— 1	— 4	— 3
1867	23	14	17	16	18	67/8	— 2	— 2	0	— 4	— 2
1868	— 9	4	— 4	4	— 1	68/9	— 2	— 3	— 1	— 4	— 3
1869	4	2	0	— 3	1	69/0	— 3	— 4	0	— 2	— 2
1870	— 7	1	— 2	2	— 2	70/1	— 2	— 2	3	2	0
1871	— 9	— 5	— 4	— 13	— 8	71/2	— 2	— 2	0	1	— 1
1872	9	— 4	13	3	5	72/3	— 4	— 2	1	0	— 1
1873	— 11	— 15	— 15	— 8	— 12	73/4	— 3	— 2	3	3	0
1874	— 21	— 21	— 15	— 12	— 17	74/5	— 2	— 1	4	4	1
1875	— 1	— 2	15	11	6	75/6	0	1	6	6	3
1876	— 2	8	— 1	5	3	76/7	0	2	6	6	3
1877	7	14	25	15	15	77/8	1	5	8	9	6
1878	1	2	14	26	11	78/9	2	5	9	9	7
1879	9	14	7	8	10	79/0	4	8	9	9	8
1880	14	22	17	20	18	80/1	5	8	7	9	7
1881	— 10	— 1	— 4	— 10	— 6	81/2	4	6	7	9	7
1882	18	26	34	36	28	82/3	3	3	4	6	4
1883	5	— 8	— 5	— 6	— 3	83/4	4	3	3	3	4
1884	0	4	— 12	— 12	— 5	84/5	4	3	2	3	3
1885	8	— 6	— 1	7	2	85/6	4	0	0	1	1
1886	— 13	— 7	— 1	4	— 4	86/7	6	1	1	2	2
1887	— 6	— 17	— 14	— 17	13	87/8	3	— 4	— 4	— 3	— 2
1888	16	8	13	4	9	88/9	3	— 3	— 5	— 4	— 2
1889	9	5	— 5	0	2	89/0	3	— 3	— 4	— 3	— 1
1890	10	— 3	— 2	0	1	90/1	3	— 2	— 4	— 3	— 2
1891	14	6	0	— 1	5	91/2	4	— 2	— 4	— 3	— 1
1892	— 13	— 18	— 14	— 7	— 13	92/3	5	0	— 4	— 1	0
1893	4	— 6	11	— 13	— 6	93/4	4	0	— 6	— 2	— 1
1894	5	13	0	— 3	4	94/5	4	0	— 6	— 2	— 1
1895	1	— 2	6	2	— 1	95/6	3	0	— 6	— 2	— 1
1896	— 3	— 1	— 4	10	0						
1897	5	3	— 8	4	— 1						
1898	8	2	— 10	— 4	— 1						
1899	11	3	— 6	— 3	1						
1900	— 1	4	— 4	5	1						

stimmend 15—18 % des 50jährigen Mittels, ist also nicht unwesentlich größer, als ich sie nach Lustrenmitteln fand. Die Erklärung, warum das sein muß, habe ich schon an anderer Stelle¹⁾ gegeben: Durch von Jahr zu Jahr fortschreitende Mittel müssen die Epochen der Schwankung verhältnismäßig unverkümmert in Erscheinung treten, während bei einzelnen von 5 zu 5 Jahren fortschreitenden Lustrenmitteln es leicht geschehen kann, daß das Minimum oder das Maximum verwischt werden.

Halle a. S.

Ed. Brückner.

Einige Beobachtungen über die Dichtigkeit des Schnees. Der Schnee besteht bekanntlich aus einer lockeren Masse von kleinen Eiskrystallen, deren Zwischenräume von Luft ausgefüllt sind. Die weiße Farbe des Schnees rührt von der Totalreflexion des Lichtes zwischen den mit Luft innig gemischten Eisteilchen her. Seine größere oder kleinere Dichtigkeit hängt davon ab, wie locker er ist, oder wieviel Luft er in den Zwischenräumen eingeschlossen hält.

Im Jahre 1893 machte ich im zentralen Norwegen bei Lillehammer einige Beobachtungen über die Dichtigkeit des Schnees unter verschiedenen Verhältnissen. Später hatte ich keine Gelegenheit die Beobachtungen, welche nicht abgeschlossen wurden, fortzusetzen, und darum wollte ich sie nicht veröffentlichen. Da ich aber in einem großen und viel benutzten Handbuch den folgenden Passus fand: „Bestimmungen des spezifischen Gewichtes des Schnees sind aus einleuchtenden Gründen selten recht genau . . .“ Zumeist wird $\frac{1}{10}$ als die best stimmende Zahl angesehen“, dachte ich, es wäre doch vielleicht besser, diese unvollständigen Beobachtungen zu publizieren.

Die Bestimmungen wurden folgendermaßen ausgeführt: Ein Hohlzylinder aus Messingblech von ungefähr 500 ccm Rauminhalt wurde in den Schnee so hineingeschoben, daß er ganz voll wurde, ohne daß dabei der Schnee zusammengepreßt wurde. Dann wurde mit Blechscheiben der Schnee an den Enden des Zylinders durchschnitten, der im Zylinder eingeschlossene Schnee geschmolzen und die daraus entstandene Wassermenge gemessen. Unten sind die Resultate der Messungen angegeben.

	Datum	Charakterisierung des Schnees	spezifisches Gewicht
I.	März 1893 6 ^h a. m.	Schnee 4 Wochen alt	0,207
2.	„ „ „ „ „	„ 2 „ „	0,182
3.	„ „ „ „ „	„ 4 „ „	0,196
II.	„ „ „ „ „	Frisch gefallener Schnee, durch starken Wind zusammengeweht	0,157

¹⁾ Petermanns Mitteilungen. 1902.

12.	März	1893	6 ^h	a. m.	Alter körniger Schnee	0,215
17.	"	"	"	"	"	"	0,250
19.	"	"	"	"	"	"	0,302
21.	"	"	"	"	"	"	0,294
2.	April	"	"	"	"	"	0,343
2.	Dezbr.	"	8	"	Frischgefallener Schnee, locker und großflockig	0,084
3.	"	"	"	"	Frischgefallener Schnee, locker und feinflockig	0,073
4.	"	"	"	"	Frischgefallener Schnee, locker und sehr feinflockig	0,060
5.	"	"	"	"	Frischgefallener Schnee, locker und feinflockig	0,066
6.	"	"	"	"	Frischgefallener Schnee, durch starken Wind zusammengeweht	0,166
12.	"	"	"	"	Frischgefallener Schnee, sehr feinflockig	0,058
13.	"	"	"	"	Frischgefallener Schnee, durch Wind etwas zusammengeweht	0,100
14.	"	"	"	"	Frischgefallener Schnee, durch Wind etwas zusammengeweht	0,107
15.	"	"	"	"	Schnee, 3 Tage alt	0,131
16.	"	"	"	"	" 4 " "	0,137
17.	"	"	"	"	Frischgefallener großflockiger Schnee, Windstille	0,100

Die Beobachtungen wurden bei Temperaturen unter 0° angestellt, so daß der Schnee ganz trocken war.

Aus diesen Beobachtungen geht hervor, daß feinflockiger Schnee, gefallen bei Windstille, am leichtesten ist. Sein spezifisches Gewicht ist 0,058 bis 0,073.

Großflockiger Schnee, gefallen bei Windstille, hat etwas größere Dichte, spezifisches Gewicht 0,084 bis 0,100.

Fällt der Schnee bei Wind, so wird er fester und fester zusammengetrieben, je stärker der Wind ist. In unserer Beobachtungsreihe variiert das spezifische Gewicht des Schnees unter solchen Verhältnissen von 0,100 bis zu 0,166.

In den Hochgebirgen, wo der Wind stärker als in den Tälern ist, wird der Schnee mitunter beinahe so fest wie Eis zusammengeweht. Hier muß darum auch das spezifische Gewicht eines solchen Schnees bedeutend größer sein.

Der Schnee wird je älter je dichter durch Wachsen der Körner und durch Zusammenpressung. Schnee, welcher 3 bis 4 Tage alt war, hatte schon eine Dichte ungefähr doppelt so groß wie der frischgefallene, und 4 Wochen alter Schnee die dreifache Dichte des frischgefallenen. Die Beobachtungen vom

12. März bis zum 2. April zeigen, daß das spezifische Gewicht des Schnees in diesen drei Wochen von 0,215 bis zu 0,343 wuchs. Der Schnee wurde in dieser Zeit mehr grobkörnig und dem Firnschnee sehr ähnlich, hauptsächlich dadurch, daß die Temperatur in den Mittagstunden häufig über 0° ging.

Das spezifische Gewicht des Firnschnees wird nach seinem Alter von 0,4 bis zu 0,8, das des weißen blasigen Gletschereises von 0,80 bis zu 0,88 und das des blauen blasenfreien Gletschereises von 0,90 bis zu 0,915 angegeben.

Wir haben also eine kontinuierliche Zunahme des spezifischen Gewichts vom leichten frischgefallenen Schnee bis zum blauen blasenfreien Eise in den Gletscherzungen.

Das spezifische Gewicht des kompakten homogenen Eises wird bei 0° zu 0,907—0,918 angegeben.

Kristiania.

J. Rekstad.

Literaturbericht.

G. Quincke: Über Eisbildung und Gletscherkorn. *Annalen der Physik.* 4. Folge. Leipzig 1905. Bd. XVIII. S. 89—166.

Die Resultate dieser Arbeit wurden der Royal Society vorgelegt und sowohl in den *Proc. of the Roy. Soc.* 1905 Bd. LXXVI. als auch in *Nature*, Sept. 1905 Nr. 1878 abgedruckt. Es ist ein sehr glücklicher Gedanke, den der Verf. durchführt und der nach mancher Richtung unsere Kenntnis von den physikalischen Eigenschaften des Eises bereichert und klärt. Die vorliegende Arbeit bildet nämlich ein Glied in einer Kette von Abhandlungen, welche der Verfasser seit mehreren Jahren veröffentlicht und die hauptsächlich das Verhalten verschiedenartiger Flüssigkeiten behandeln, wenn diese mit einander in Berührung kommen. Eine Flüssigkeit, die an der Grenze mit einer anderen eine Oberflächenspannung zeigt, nennt Quincke eine ö1-artige. Die gemeinsame Grenze beider Flüssigkeiten hat das Bestreben, möglichst klein zu werden. Eine wässrige konzentrierte Salzlösung z. B. kann an der Grenze mit reinem Wasser oder mit schwächerer Salzlösung eine Oberflächenspannung zeigen, ö1artig sein.

Da nun selbst destilliertes Wasser, besonders aber das natürlich vorkommende Wasser stets salzhaltig ist, so wird beim Erstarren desselben eine Trennung in salzfreies Wasser und Salzlösung eintreten. Ersteres wird zuerst fest und ist von der Salzlösung, deren Erstarrungspunkt tiefer liegt, umgeben. Sinkt die Temperatur unter diesen, so wird auch die Salzlösung fest und bildet, wie die Seitenlösung bei Seitenfassen, Schaumwände, welche so wie der Seitenschäum Luft einschließen, das festere reine Wasser umschließen. Beim Abkühlen des Wassers scheiden sich also Eiskristalle und ö1artige Mutterlauge in kurzen Zwischenräumen oder periodisch ab, dementsprechend sind auch die einzelnen Plättchen, aus denen sich ein Kristall aufbaut, durch Schaumwände aus sehr schwacher Salzlösung von einander getrennt. Die sechsseitigen Seiten des Seeises sind durch Schaumwände von einander getrennt, welche senkrecht zur Wasseroberfläche stehen. Ihr Salzgehalt muß natürlich größer sein, als derjenige der die kleinen Plättchen trennenden Schichten. Je geringer der Salzgehalt des Wassers vor dem Gefrieren war, um so größer sind die Schaum-

kammern, die sechseitigen Säulen, um so dünner werden die Schaumwände, um so schwerer lassen sich die Säulchen gegen einander verschieben. Man bemerkt, daß diese sicherlich berechnete Auffassung eine einwandfreie Erklärung für die in den verschiedenen Richtungen gegen die Kristallaxe verschieden große Verschiebbarkeit eines Kristalles gibt; die Plastizität wird fast zu einer molekularen Eigenschaft des Eises, bei dem auch der einzelne Kristall aus zwei verschiedenartigen Substanzen aufgebaut ist. Auch die Zunahme der Plastizität mit Annäherung an 0° wird verständlich, da immer größere Mengen der salzhaltigen „Schaumwände“ verflüssigt werden, je mehr die Temperatur steigt.

Die Gletscherkörner betrachtet Quincke als Schaumkammern, die mit reinem oder salzarmem Eis gefüllt und durch sichtbare oder unsichtbare Schaumwände aus öartiger Salzlösung voneinander getrennt sind. Durch Druck, Wärmestrahlung der Sonne, des elektrischen Lichtes und des Tageslichtes schmelzen die Schaumwände eher, als das von ihnen umschlossene reinere Eis. Daher die Lockerung des Gefüges im Gletschereis nach den Korngrenzen; daher die Entstehung der Foré'schen Streifen auf dem langsam abschmelzenden einzelnen Eiskristall und auf dem Gletscherkorn. Die Tyndall'schen Schmelzfiguren entstehen da, wo die Salzlösung der Schaumwände zuletzt erstarrte; es bilden sich Blumen, luftleere Blasen etc. mit Winkeln von 120° oder 90° , je nachdem die zusammenkommenden Schaumwände gleiche oder ungleiche Oberflächenspannung haben. Beim Gefrieren von lufthaltigem Wasser scheidet sich die Luft, wie das gelöste Salz in periodischen Zwischenräumen aus. Die weißen Stellen des Eises mit Luftblasen sind auch die salzreichsten.

Dies sind die wesentlichsten Ergebnisse der mit großer Sorgfalt und ausgezeichneten Hilfsmitteln unter Benutzung von natürlichem und künstlichem Eis ausgeführten Laboratoriumsarbeit. Sie werden durch einige nicht ganz zutreffende Bemerkungen über Vorgänge, die sich im Gletscher abspielen sollen, nicht beeinträchtigt. Damit aber diese Ansichten nicht, unter Berufung auf die Autorität ihres Urhebers, weiter in die Gletscherliteratur eindringen, erscheint es nötig, sie an dieser Stelle zu berichtigen. So findet sich in § 184 (S. 139) der Absatz: „Felsstücke fallen auf die Oberfläche der Gletscher, schmelzen durch einseitigen Druck das darunter liegende Eis, sinken in die Eismasse ein und das Wasser friert über ihnen nach Aufhören des Druckes wieder zusammen, wie bei dem Versuch von Bottomley.“ Der einseitige Druck kann doch nur eine Folge des Gewichtes des Felsstückes sein. Es müßte also ein Felsstück allmählich von der Oberfläche auf den Grund des Gletschers „einschmelzen“. Das ist nirgends beobachtet. Was an Schutt auf die Oberfläche der Gletscherzunge kommt, bleibt auf dieser liegen, wenn man von der durch die besondere Erwärmung des Gesteins verursachten Bildung seichter Wannen absieht. Auf den Grund gelangen nur die Felsstücke, welche im Firngebiet auf die Gletscheroberfläche fallen und allmählich durch immer dickere Schichten neuen Firnes überdeckt werden. So wie im vorliegenden Falle dem einseitigen Druck, dem Gewicht, eine Rolle zugeschrieben wird, die in der Natur nicht gespielt wird, so ist es nach meiner Ansicht der Fall mit dem Auftrieb, durch den die Luftblasen im zähflüssigen Gletschereis allmählich in die Höhe getrieben werden und dabei dem lufthaltigen Eis die Form der konischen Flächen von Forbes oder die Löffelform von Eis geben sollen (vgl. S. 149). Die hauptsächlichste Trennung der Gletschermasse in luftreiche und luftarme Schichten findet, wie Quincke auf der gleichen Seite richtig anführt, bei der Umbildung der Flocken des Hochschnees zu den kleinen und größeren Firn- und Gletscherkörnern statt.

Die Luftbläschen steigen hier an den Grenzen der verschmelzenden Körner (in der Schmelze der Schaumwände) in die Höhe und ordnen sich zu fast horizontalen Schichten, die später durch die Eisbewegung ihre Löffelform erhalten.

Wenn auf S. 133 in einem gewissen Gegensatz zu der vorher gegebenen Erklärung Hagenbach's über das Wachstum des Gletscherkornes steht: „Nach meiner Ansicht fließen bei Vergrößerung der Gletscherkörner die Schaumwände und das Innere der Schaumkammern zusammen“, so ist dabei wohl die einige Seiten später gemachte Bemerkung zu beachten „Ich möchte glauben, daß wie die Plastizität, so auch die Orientierungsgeschwindigkeit der Eiskristalle mit dem Salzgehalte des Eises im Innern der Schaumkammern wechselt. Durchbricht bei der Verschiebung der Gletscherkörner ein Eiskristall die öltartige Trennungsschicht bis zur Berührung des Nachbarkristalls, so werden durch Kontaktkraft die kleinsten Teile des weicheren oder wärmeren Kristalles (der aus Flüssigkeit mit geringerer Viskosität besteht) umgelagert werden und sich nach denen des härteren oder kälteren Kristalles (der aus Flüssigkeit mit größerer Viskosität besteht) orientieren“. Es muß also nach dem Zerreißen der Schaumwand zwischen Nachbarkristallen eine langsame Umlagerung der Moleküle des einen stattfinden. Damit ist die Hagenbach'sche Erklärung wieder aufgenommen. H e ß.

Fr. Heritsch: Die glazialen Terrassen des Drautales. Carinthia II, No. 4. 1905. Mitteilungen aus dem naturhistorischen Landesmuseum in Klagenfurt. 29 S. 4 Zeichnungen.

Zwischen Lavamünd und Unterdrauburg wurden folgende Terrassen unterschieden: 1. Hochterrasse, 2. Unteres Teilfeld der Hochterrasse, 3. Niederterrasse, 4. Unterste Terrasse (Bühlterrasse). Bei Unterdrauburg vereinigt sich das Teilfeld mit der Hochterrasse und zieht als ein Niveau weiter; in dem Engtal zwischen Unterdrauburg und Faal-Gersdorf sind die Terrassen in wenigen Resten — ausgenommen ist das Terrassendiluvium von Mahenberg und Hohenmauthen — erhalten. Im Marburg-Pettauerfeld treten zu Hoch- und Niederterrasse noch zwei höhere Terrassen dazu, oberer und unterer Deckenschotter, wodurch eine viermalige Vereisung des Einzugsgebietes der Drau bewiesen ist.

Die Endmoränen des Draugletschers liegen im Klagenfurter Becken; es sind nur Riß- und Würmmoränen erhalten. Von der Hochterrasse zweigt bei Lippitzbach ein Schotterniveau ab, das obere Teilfeld der Hochterrasse, welches dann in einen Moränenwall übergeht; auch die Hochterrasse und ihr unteres Teilfeld treten mit gesonderten Moränenwällen in Verbindung, die alle am linken Draufer sehr schön entwickelt sind, während sie am rechten Ufer auf der Ebene zwischen Bleiburg und Kühnsdorf kaum zu verfolgen sind. Die der Würmeiszeit angehörenden vier Endmoränenwälle verknüpfen sich mit der Niederterrasse, ohne daß es zur Entwicklung von Teilfeldern kommt. Hinter dem letzten Moränenwall, der bei Grafenstein liegt, zeigt das Zungenbecken — Klagenfurt liegt schon in ihm — alle für ein solches charakteristische Eigenschaften, zentripetale Entwässerung usw.

Ref. d. Verfassers.

Bibliographie.

Über die Anordnung der Titel und die gebrauchten Abkürzungen vergleiche die Bemerkungen im ersten Heft dieser Zeitschrift, S. 76.

Rezente Gletscher.

Allgemeine Gletscherkunde.

- Schwankungen.** *Arch. des Sc. phys. et nat.* (4) **20** (1905): **Gletscherkommission.**
62-74. 169--90.
Les variations périodiques des glaciers. Dixième rapport: 1904, rédigé par Harry Fielding Reid et E. Muret.
— *J. of Geol.* **13** (1905): 313—8. **Reid.**
The Variations of Glaciers. IX. By Harry Fielding Reid, John Hopkins University.
[Auszug aus dem neunten Jahresbericht der Internationalen Gletscherkommission.]
— *P. VIIIth internat. G. Congress, Washington, 1904.* **Reid.**
Washington 1905: 487--491.
The Reservoir Lag in Glacier Variations. By Harry Fielding Reid.
Erosion. *M. des Deutschen u. Österr. Alpen-Ver.* 1905: 107—8. **Hess.**
Über den Betrag der Gletschererosion. Von Hans Hess.

Quartäre Eiszeit.

Allgemeines.

- Morpholog. Wirkungen.** *Scott. G. Mag.* **27** (1906): 76—89. **Davis.**
The Sculpture of Mountains by Glaciers. By Prof. W. M. Davis. *Mit 3 Abb.*
— *Sierra Club B.* **5** (1905): 271—8. **Johnson.**
The Grade Profile in Alpine Glacial Erosion. By W. D. Johnson. *Mit Abbildungen.*

Eiszeitablagerungen einzelner Gebiete.

Europa.

- Iberische Halbinsel.** *Z. d. Ges. f. Erdkunde (Berlin)* 1905: 528-54. 586—614. **Siegert.**
Das Becken von Guadix und Baza. Von Dr. L. Siegert. *Mit 5 Tafeln Abbildungen.*
[Behandelt die jungtertiären und diluvialen Ablagerungen am Nordfuß der Sierra Nevada. Die Guadix-Formation insbesondere dürfte quartären Alters und eine Bildung der Pluvialzeit sein. Gletscherspuren finden sich in ihr nirgends. E. B.]
Alpen. *The G. Teacher* (London) **3** Part 2 (1905): 49—61. **Penck.**
Glacial Features of the surface of the Alps. By Dr. Albrecht Penck.
— *G. Z.* **11** (1905): 381—8. **Penck.**
Die großen Alpenseen. Von A. Penck.
— *P. VIIIth international G. Congress (Washington 1904)* **Penck.**
Washington 1905: 173—84.
The Valleys and Lakes of the Alps. By Albrecht Penck.
— *G. Teacher* **3** (1905): 62—70. **Garwood.**
Alpine Lakes, Hanging Valleys, and Corries. By Prof. E. J. Garwood.

- Alpen: Frankreich.** *La G.* **12** (1905): 20 S. **Girardin.**
 Les phénomènes actuels et les modifications du modelé dans la haute Maurienne.
 Par M. Paul Girardin.
- : **Schweiz.** *Beiträge zur Geol. Karte d. Schweiz* N.F. **16.** **Helm, Jerosch, Helm, Blumer.**
 Das Säntisgebirge, unter Mitwirkung von Dr. Marie Jerosch, Dr. Arn. Heim u. Dr. E. Blumer untersucht und dargestellt von Dr. Albert Heim. Bern, 1905. X, 654 S. 4^o und Atlas.
- : **Tirol.** *Ferdinandeums-Z. (Innsbruck)* (3) **49** (1905): 139—264 **Müllner.**
 Die Seen des unteren Inntrales in der Umgebung von Rattenberg und Kufstein.
 Von Dr. Johann Müllner. *Mit 4 Tafeln.*
 [Auslotung und eingehende Schilderung der im Bereich des Inn- und Gletschers gelegenen Seen. Die Entstehung der Seen in der Quartärzeit wird nach Penck geschildert, dessen Beobachtungen z. T. ergänzt werden.]
- — *Verhandl. k. k. geol. Reichsanstalt (Wien)*, 1906: 71—75. **Hammer.**
 W. Hammer: Eine interglaciale Breccie im Trafoiertal (Tirol).
- : **Salzburg.** *Deutsche Rundschau f. G. u. Statistik* **28** (1905): 7 S. **Götzinger.**
 Der neu aufgedeckte Doppelgletschertopf bei Bad Gastein. Von Dr. Gustav Götzinger. *Mit 2 Abb.*
- : **Kärnten.** *Carinthia (Klagenfurt)* (2) **94** (1905): 127—37, 188—92, 215—28. **Heritsch.**
 Die glazialen Terrassen des Drautales. Von Franz Heritsch. *Mit 2 Profilen und 2 Karten.*
- : **Steiermark.** *M. Naturw. Ver. f. Steiermark (Graz)*, 1905: 22—81. **Aigner.**
 Eiszeit-Studien im Murgebiet. Von Dr. Andre Aigner.
- N.-Deutschland.** *Z. Deutsche Geol. Ges.* **56** (1905): 40—49, **Maas, Keilhack, Maas.**
 132—41, 159—64.
 Zur Entwicklungsgeschichte des sog. Thorn-Eberswalder Haupttales. Von G. Maas.
 Die große baltische Endmoräne und das Thorn-Eberswalder Haupttal. Eine Antwort an Herrn G. Maas. Von K. Keilhack.
 Das Thorn-Eberswalder Tal und seine Endmoränen. Ein Schlußwort an Herrn K. Keilhack. Von G. Maas.
 [Maas bezweifelt die Einheitlichkeit der baltischen Endmoräne und möchte sie in eine ganze Anzahl ostwestlich streichender, ganz anders verlaufender Endmoränenzüge auflösen. Keilhack hält seine Anschauung aufrecht.]
- Finland.** *Fennia* **23** (1905) No. 2: 24 S. **Leiviskä.**
 Über die Entstehung der Dünengebiete an der Küste des Bottnischen Meerbusens.
 Von J. Leiviskä. *Mit 2 Karten u. 7 Tafeln.*
 [Behandelt deren Beziehung zu den Äsar.]
- *Fennia* **23** (1905) No. 2: 4 S. **Leiviskä.**
 Die durch das Treibeis hervorgerufenen Schrammen und der Transport der Blöcke.
 [Von J. Leiviskä.]
- Rußland: Kaluga.** *Annuaire géol. et min. de la Russie* **7**, liv. 5. **Bogolubow.**
 (St. Pétersbourg 1905) 4^o: 111—19.
 Zur geologischen Geschichte des Gouvernements Kaluga in der Glacialperiode. Notiz von N. Bogolubow.
 [Auszug aus dem russischen Original, das den Titel führt: Materialien zur Geologie des Gouvernements Kaluga. Kaluga, 1904. 354 S. 8^o, Karten u. Abb.]

- Ostsee.** *Geol. Mag.* 2 (1905): 311—20, 337—52, 407—13, 454—62. **Howorth.**
The recent Geological History of the Baltic. By Sir H. H. Howorth. *Mit Karte und Abbildungen.*
- Norweger-Grönland.** *Ymer* 25 (1905): 130—5. **Simmons.**
Har en landbrygga öfver Nordatlanten funnits i postglacial tid? Af H. G. Simmons.
- Norwegen.** *Kristiania vid. Selsk. Forhandl. f.* 1905 No. 4: 15 S. **Øyen.**
Tapes decussatus L. og Tapes-niveauets geologisk stilling. P. A. Øyen.
[Behandelt eine Tapesfauna in einer Strandablagerung bei Kristiania, 66 m. ü. d. M.]
— *Bergens Museums Aarb. f.* 1905 No. 2: 1—46. **Rekstad.**
Jagttagelser fra terrasser og strandlinier i det vestlige Norge. J. Rekstad. *Mit 12 Abbildungen und 1 Karte.*
[Behandelt die Terrassen und Strandlinien des westlichen Norwegens und diskutiert die Isobasen, die im ganzen der Küste parallel verlaufen; sie drängen sich unter 62° NBr.; hier ist das Gefälle des deformierten alten Meeresstrandes, der unmittelbar am Schluß der Eiszeit als solcher bestand (Yoldia-See), heute 1 bis 1.2 m pro km; in 60° N ist es kleiner (0.4—0.5 m), ebenso weiter im Norden, z. B. in 66° 0.67 m. Denkt man sich Ebenen durch die verschiedenen Terrassenniveaus gelegt, so schneiden die oberen die heutige Meeresfläche näher an der Küste als die niedrigeren. Die frühere Hebung des Landes in der Postglacialzeit erstreckte sich also nicht so weit von der Küste aus wie die spätere. Das widerspricht nach Ansicht des Verf. der Annahme, als sei die Hebung eine Folge der Entlastung der Erdrinde beim Schwinden der Eiszeit. Die Fauna der höchsten Terrasse ist hocharktisch; die tieferen weisen auf ein milderes Klima, eine sogar auf ein Klima, das 2° wärmer war als das heutige. E. B.]
— *Norges geol. Und. Aarb. f.* 1905 No. 7: 1—53. **Rekstad.**
Fra indre Sogn (Aus dem inneren Sogn). J. Reckstad. *Mit einem englischen Resumé, 24 Fig., 1 Karte.*
[Die Täler in den Hochgebirgen haben Trogform und senken sich in Stufen bis zu den inneren Verzweigungen des Sognefjords. Aus den Formen schließt der Verf., daß die Täler während der Eiszeit ausmodelliert worden sind. Strandterrassen in den inneren Teilen des Sognefjordes zeigen, daß sich das Land seit der Eiszeit um 120—140 m gehoben hat. E. B.]
- Schottland: Torflager.** *Transactions R. Soc. Edinburgh* 41 (1905). **Lewis.**
The Plant-remains in the Scottish Peat Mosses. By Francis J. Lewis. Part. I: The Scottish Southern Uplands. 25 S. 4°. *Mit Tafeln.*
- England.** *Proc. Yorkshire Geol. S.* (2) 15 (1905): 193—247. **Jowett, Muff.**
The Glaciation of the Bradford and Keighley District. By A. Jowett and H. B. Muff.
- Island.** *M. fra Dansk geol. Forening* No. 11. *København* 1905. **Pjetursson.**
Om Islands Geologi. Af Helgi Pjetursson. 106 S. 8°. *Mit 18 Abb. u. Literaturliste.*
— *Centralblatt f. Min., Geol. u. Paläont.* 1905: 740—45. **Pjetursson.**
Das Pleistocän Islands. Einige Bemerkungen zu den vorläufigen Mitteilungen Dr. W. v. Knebels. Von Helgi Pjetursson.

Außereuropäische Gebiete.

- Vereinigte Staaten** *B. Museum Comp. Zoology Harvard Coll.* 42 **Goldthwait.**
(1905): 263—301.
The Sand Plains of Glacial Lake Sudbury. By J. W. Goldthwait. *Mit Karte und Tafeln.*

[Am Rande des Inlandeises befand sich 20 engl. Meilen westlich von Boston ein Stausee, der Lake Sudbury, in dem ausgedehnte Deltas aus Sand aufgeschüttet wurden. 5 Uferlinien werden übereinander unterschieden. Heute sind dieselben nicht mehr horizontal, sondern verbogen, sodaß sie nach S fallen. Die Verbiegung beträgt in der Richtung N-S $1,3^{0}/_{100}$.]

Alaska. *Smithsonian Misc. Coll.* **49** No. 1584 (1905): 118 S. **Maddren.**

Smithsonian Exploration in Alaska in 1904, in search of Mammuth and other fossil remains. By A. G. Maddren. *Mit Karten u. Abb.*

[Es wurden nur zerstreute Reste diluvialer Säuger gefunden. Maddren glaubt keine Gründe dafür finden zu können, daß das Klima der arktischen und subarktischen Gegenden in Alaska je kälter gewesen sei als heute. Das Aussterben der großen diluvialen Säuger will er durch eine am Schluß der Pleistocänperiode eingetretene Verschlechterung der Klimas erklären, die die Baumgrenze nach Süden zurückschob. Eine Karte gibt eine Übersicht über die Quartärablagerungen Alaskas. E.B.]

Australien. *Rep. Australasian Association* **10** (1904): 613—19. **Waller, Maitland.**

Report of the Glacial Committee (Reports from Messrs. G. A. Waller and A. Gibb Maitland.) *Mit Karte u. Tafel.*

Geschichte des Klimas und vorquartäre Eiszeiten.

Klimaschwankungen. *Petermanns M.* **51** (1905): 169—76. **C. Easton.**

Zur Periodizität der solaren und klimatischen Schwankungen. Von Dr. C. Easton. *Mit Tafel.*

— *Astrophysical J.* **22** (1905): 42—75. **Clough.**

Synchronous Variations in Solar and Terrestrial Phenomena. By H. W. Clough.

[Bespricht die 36jährige Periode, kürzere Zyklen und eine 300jährige Periode.]

Afrika: Nil. *G. J.* **26** (1905). **Lyons.**

On the Nile Flood and its Variations. By Captain H. G. Lyons. *Mit 2 Tafeln.*

— *P. R. S.* **76** A. (1905): 66—86. **Lyons.**

On the Relation between Variations of Atmospheric Pressure in North-East Africa and the Nile Flood. By Captain H. G. Lyons. *Mit Tafel.*

Karbonische Eiszeit. *Arch. Teyler (2)* **8** No. 1. **Dubols.**

Note sur les conditions locales dans lesquelles se sont formés les dépôts paléoglaciaux permo-carbonifériens dans l'Afrique australe, l'Inde et l'Australie.

[Die permokarbonischen Glacialbildungen, die zum größten Teil geschichtet sind, sind in großen Seebecken zur Ablagerung gekommen. Diese sollen durch Einsinken der Erdkruste infolge von Abkühlung entstanden sein.]

—: **Afrika.** *Am. J. Sc.* **20** (1905): 107—18. **Mellor.**

The Glacial (Dwyka) Conglomerate of South Africa. By E. T. Mellor. *Mit Abb.*

— **Hatch, Corstorphine.**

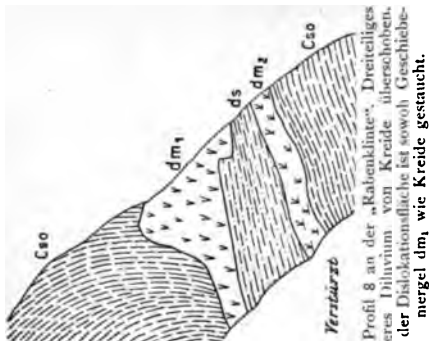
The Geology of South Africa. By F. H. Hatch and G. S. Corstorphine. London, Macmillan and Co., 1905. *Mit Karten und Abb.*

[Gibt S. 199—210 eine kurze Übersicht über das paläoglaciale Dwyka-Konglomerat sowie eine Bibliographie.]

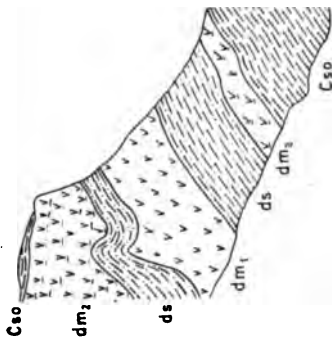
Tafel II.

Erläuterungen zu Tafel II–V.

Tafel III.

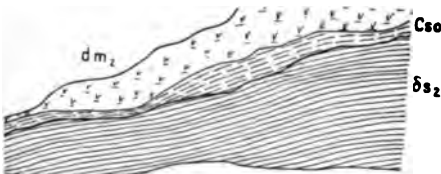


2. Profil 8 an der „Rabenklinte“, Dreiteiliges unteres Diluvium von Kreide überschoben. An der Dislokationsfläche ist sowohl Geschiebemergel dm_1 wie Kreide gestaucht.

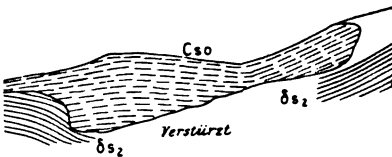


1. Profil 4 am Gakower Ufer. Unteres Diluvium, das der Kreide völlig konkordant aufliegt, an einer Überschiebung zu einer unregelmäßigen, liegenden Falte zusammen-gestaucht.

Tafel IV.



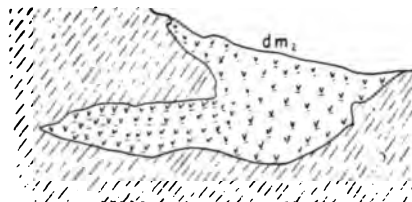
1. Profil am Svantekahs zwischen Lohme und Glowé. Langgestreckte Kreidescholle zwischen (unterem) Geschiebemergel und Sanden ds_2 .



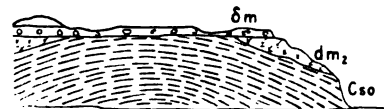
2. Kreidescholle im Parke von Dwasieden, von Bandertonen unterlagert.



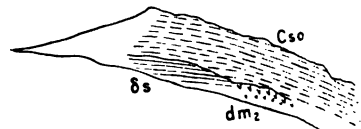
3. Kreidebruch bei Wittenfelde. Links ist Kreide scharf und diskordant von der Oberfläche abgeschnitten, rechts auf einer welligen Fläche konkordant von Resten von unterem Diluvium überlagert.



1. Profil a unweit der Bläse. Geschiebemergel mit Sandschmitzen und Kreidefetzen ist in die wenig dislozierte Kreide taschenförmig hineingepreßt.

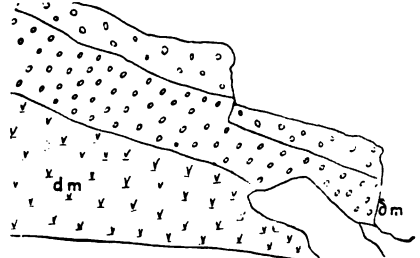


2. Die Jaromarsburg auf Arkona, von Osten gesehen. Kreide und unteres Diluvium bilden ein flaches Gewölbe, dessen Scheitel längs einer horizontalen Fläche durchschnitten und diskordant vom oberen Diluvium bedeckt wird.

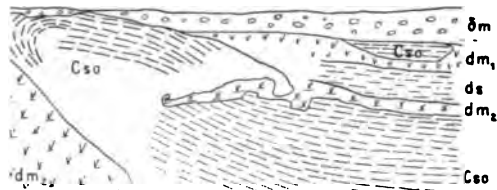


3. An der Signalstation auf Arkona. Unter einer flach nach NO fallenden Kreideplatte liegen stark gestaucht Bandertone (links) und unteres Diluvium (rechts).

Tafel V.



1. Profil an der Westseite des Königshörn bei Glowé. Hellerer oberer Geschiebemergel, dessen oberste Teile verlehmt sind, auf dunklerem unterem Geschiebemergel.



2. Hinterwand des v. Hansemannschen Bruches bei Crampas. Rechts eine Mulde von Kreide und unterem Diluvium, das nach links eine lange Zunge in die Kreide entsendet. Links biegen sich Kreide und unteres Diluvium zu einer steilgestellten inversen Falte nach abwärts.



2. Profil (8) an der Rabenklinte. E. Ph. phot. 1905.



1. Profil (4) am Gakower Ufer. E. Ph. phot. 1905.



1. Profil (2) unweit der Bläse. E. Ph. phot. 1905.



2. Die Jaromarsburg auf Arkona. E. Ph. phot. 1905.



3. Profil an der Signalstation auf Arkona. E. Ph. phot. 1905.



1. Profil am Sventekahs zwischen Lohme und Glowe. E. Ph. phot. 1905.



2 Kreidescholle im Park von Dwasieden. E. Ph. phot. 1905.



3. Kreidebruch am Südeingang von Wittenfelde. E. Ph. phot. 1905.



1. Profil an der Westseite der Königshörn bei Glowe. E. Ph. phot. 1905.



2. Der grosse v. Hansemannsche Bruch bei Crampas. E. Ph. phot. 1905.

Les variations périodiques des glaciers.

XI^{me} Rapport, 1905.

Rédigé au nom de la Commission internationale des glaciers

par

Dr. **Harry Fielding Reid,**

Professeur à la Johns Hopkins University, Baltimore Md., Président de la Commission,
et

E. Muret,

Inspecteur des Forêts à Lausanne, Secrétaire de la Commission.

A. Alpes de l'Europe centrale.

I. Alpes suisses.

(MM. F.-A. Forel, à Morges, et E. Muret, à Lausanne.)

Sur le même plan que les années précédentes, nous donnons le tableau général des variations des glaciers des Alpes Suisses mesurés en 1905 par les agents des Services cantonaux des Eaux et Forêts et par quelques naturalistes.

Nombre de glaciers

	En crue certaine	En crue douteuse	Statio- naires	En décrue douteuse	En décrue certaine	Non obser- vés	Total en obser- vations
1897	4	8	6	10	36	15	79
1898	5	7	6	7	45	14	84
1899	1	9	0	19	44	20	93
1900	1	6	0	14	61	11	93
1901	1	0	0	13	68	12	94
1902	0	13	12	5	48	17	95
1903	3	12	6	8	29	32	90
1904	0	5	4	20	44	17	90
1905	0	3	3	2	41	41	90

1905	En crue certaine	En crue douteuse	Stationnaires	En décrue douteuse	En décrue certaine	Non observés	Total en observations
Bassin du Rhône	0	0	3	0	13	22	38
„ de l'Aar	0	0	0	1	6	5	12
„ de la Reuss	0	0	0	0	7	2	9
„ de la Linth	0	0	0	0	0	2	2
„ du Rhin	0	2	0	0	4	9	15
„ de l'Inn	0	1	0	0	3	—	4
„ de l'Adda	0	0	0	0	2	—	2
„ du Tessin	0	0	0	1	6	1	8

Aucun glacier parmi ceux qui ont été mesurés en 1905 n'a montré de crue certaine.

Trois sont en crue douteuse: Le *Piz Sol* et le *Sardona*, du bassin du Rhin, ont des crues insignifiantes de quelques décimètres, attribuées par l'observateur à l'insuffisance de l'ablation. Le *Picnogl*, du bassin de l'Inn, a fourni cette année une crue de 3 m; mais les allures capricieuses des mensurations des années précédentes sont inexplicables et l'état de crue doit être considéré comme douteux.

L'ensemble des glaciers des Alpes Suisses est actuellement en phase de décrue.

II. Alpes orientales.

(Dr. H. Angerer, à Klagenfurt.)

Im Sommer 1905 wurden von verschiedenen Beobachtern an 61 Gletschern der Ostalpen Messungen über die Veränderungen des Standes angestellt. An 49 Gletschern wurde ein Rückgang, an 5 ein stationäres Verhältnis und nur an 7 ein Vorrücken beobachtet, so daß im Beobachtungsjahre 1904/5 wie im Vorjahre die *Tendenz des Rückganges* die Gletscherbewegung in den Ostalpen durchaus beherrschte. Von den 7 als vorrückend gemeldeten Gletschern liegen 5 — Gaisberg-, Spiegel-, Taufkar-, Rofenkar- und Mitterkarferner — im Gebiete der Ötztaler Alpen, wo sich auch von den 5 stationären Gletschern 3, nämlich der Große Gurgler-, Langtaler- und Diemferner, befinden. Die beiden anderen vorgehenden Gletscher — Kleiner Fleiß- und Krumlkees — liegen in der Goldberggruppe der Hohen Tauern; der im östlichsten Gletschergebiete der Zentralkette der Alpen gelegene Großelendkees (Ankogelgruppe) zeigt gleichfalls an einer Seite noch die Merkmale des Vorrückens, wenngleich er im ganzen doch als stationär bezeichnet werden muß. Der im Vorjahre noch als vor-

gehend ausgewiesene Gliederferner in den Zillertaler Alpen erscheint im Sommer 1905 bereits unter den rückgehenden. Im Gegensatz zu dieser allgemeinen Tendenz wurde an einzelnen Gletschern der Öztaler Gruppe, die bisher — abgesehen von einem mehrere Jahre zurückliegenden, verhältnismäßig unbedeutenden Vorstoß — einen ständigen und ziemlich starken Rückgang aufzuweisen hatten, eine Abnahme in der rückschreitenden Tendenz beobachtet, während andere Gletscher dieser Gruppe bereits in das stationäre Verhältnis eingetreten sind.

Die beobachteten Gletscher sind:

1. *Übergossene Alm* (Hochkönig). Der breite Gletscher der „*Übergossenen Alm*“, der größte der nördlichen Kalkalpen, wurde in seiner Osthälfte von Prof. C r a m m e r (Salzburg) im Sommer 1905 neu vermessen. Er ging seit 1892 ununterbrochen zurück; seine Oberfläche hat sich überall, auch im Firnfeld, durch Abschmelzung erniedrigt.
2. *Wettersteingebirge*. Der *Plattachferner* ging 1897—1905 an der Hauptzunge um 50 m zurück. Das Einsinken der Oberfläche und die Verschmälerung der Ränder ist sehr bedeutend. (F i n s t e r w a l d e r.)
3. *Silvretta*gruppe. Nach G. G r e i m s (Darmstadt) Beobachtungen gingen der *Jamtalferner* 1904/5 um 8 m, der *Fermuntferner* um 9 m im Mittel aus je 2 Markenmessungen zurück.
4. *Ortler*gruppe. Nach H. R e i s h a u e r s (Leipzig) Beobachtungen gingen zurück: Die *Vedretta rossa* um 26 m (1899—1905); die *Vedretta la Mare* um 165 m seit dem Vorstoße im Jahre 1895 und um 71 m in der Zeit von 1899—1905; die *Vedretta di Careser* um 65,5 m (1897—1905); der *Fürkeleferner* um 70 m (1904—5); der *Zufallferner* um 10 m (1904—5); der *Langenferner* um 6 m (1904—5); der *Suldenferner* um 2 m (1904—5, er ist seit 1903/4 im Rückgang); der *Rosimferner*, dessen Hochstand ins Jahr 1898 fällt, um 66 m in der Zeit von 1899—1905 und der *Schöntaufner*. Der *Untere Ortlerferner* geht seit 1904 sehr wenig zurück, ist also nahezu stationär. Der Stand der einzelnen Gletscher wurde durch photogrammetrische Aufnahmen festgehalten, die im Archiv und in der Bibliothek des D. u. Ö. Alpenvereins hinterlegt sind.
5. *Öztaler* (V e n t e r -) G r u p p e. Nach B l ü m c k e s (München) Mitteilungen befinden sich der *Hochjoch-* und *Hintereisferner* im Rückgange und auch der *Guslar-* und *Vernagtferner* zeigen eine geringe Abnahme. Der *Mittelbergferner* ging nach S c h u c h t s

- (Braunschweig) Beobachtung 1904—5 um 19 m zurück. Nach Riedingers (Sektion Breslau) Messungen gingen im Jahre 1904/5 zurück: Der *Niederjochferner* um 2 m, der *Marzellferner* um 9 m und der *Rotmoosferner* um 6 m; stationär waren der *Große Gurgler-*, der *Langtaler-* und der *Diemferner* und im Vorrücken befanden sich der *Gaisbergferner* (+ 7 m), der *Spiegelferner* (+ 7 m), der *Taufkarferner* (+ 20 m), der *Rofenkarferner* (+ 5 m) und der *Mitterkarferner* (+ 14 m).
6. *Stubai*gruppe. Nach Lagallys Beobachtungen gehen alle Gletscher dieser Gruppe zurück, und zwar der *Alpeinerferner* um 7 m (1903—5), der *Bergglasferner* um 8 m (1903—5), der *Bachfallenferner* um 150 m (1892—1905) und der *Bockkogelferner* um 25 m (1898—1905). Im Rückgange befinden sich auch der *Schwarzenberg-*, *Lisenser-*, *Längental-* und *Sommerwandferner*.
 7. *Zillertaler Alpen*. Der *Gliederferner* ging 1904/5 um 2 m, der *Weißkarferner* um 10 m zurück.
 8. *Venediger*gruppe. Alle Gletscher befinden sich im Stadium des Rückganges, und zwar das *Umbalkees* um 58 m am Tor und 8 m an der Seite (1901—5), das *Dorferkees* um 125 m (1901—5), das *Mullwitzkees* um 67 m am Tor und 68 m an der Seite (1901—5), das *Simonykees* um 14 m (1901—5) und das *Maurerkees* um 54 m (1901—5).
 9. *Glockner*gruppe. Der *Pasterzengletscher* ging 1904/5 nach Angerers (Klagenfurt) Beobachtungen im Gebiete des Zungenendes um $3\frac{1}{2}$ m im Mittel und um 30 m am Tor in der Möllschlucht zurück. Der „obere Pasterzenboden“ sinkt ein. Die Geschwindigkeit in der Linie Hofmannshütte-Seelandfels blieb nahezu gleich. Das *Ködnitzkees* ging 1904—5 um $4\frac{1}{2}$ m, das *Teischnitzkees* um 7 m zurück.
 10. *Goldberg*gruppe. Nach Götzingers (Wien) Messungen befinden sich das *Krumlkees* (+ 3 m in der Zeit von 1902—5) und das *Kleine Fleißkees* (+ 5 m seit 1902) im Vorrücken. Letzterer Gletscher machte 1900—1 einen Vorstoß, ging dann 1902 zurück und zeigt jetzt wieder einen schwachen Vorstoß. Die anderen beobachteten Gletscher gingen zurück, und zwar das *Goldbergkees* um 41 m (1902—5), das *Neunerkees* um 3 m, das *Wurtenkees* (1902—5) um 21 m (an den Rändern 5—6 m) und das *Weissenbachkees* um 58 m (1900—5).
 11. *Ankogel*gruppe. Das *Hochalm-* und *Klein-Elendkees* gehen beständig und zwar ziemlich stark zurück, während das *Groß-*

Elendkees auf der einen Seite noch vorrückt, im ganzen aber stationär ist. (Angerer.)

12. *Presanella-Adamellogruppe*. Die von H. Reishauer (Leipzig) besuchten Gletscher befinden sich im Stadium des Rückganges, und zwar die *Vedretta di Cornisello*, die *Vedretta del Lares* (seit 1895 beträchtlich zurückgegangen), die *Vedretta della Lobbia* um 37 m (1899—1905) und die *Vedretta del Mandron* um 27 m (1899—1905). Photogrammetrische Aufnahmen sind im Archiv und in der Bibliothek des D. u. Ö. Alpenvereins hinterlegt.
13. *Südtiroler Hochland*. Im Sommer 1904 und 1905 hat F. Schulz (Erlangen) zahlreiche kleine Gletscher der Dolomiten besucht und gefunden, daß sie „ein im einzelnen sehr wechselndes, dem der nördlichen Alpen oft gar nicht analoges Verhalten“ zeigen. („Mitteilungen“ des D. u. Ö. Alpenvereins 1906, Nr. 5, S. 61; Zeitschrift f. Gletscherkunde I, 1906, S. 69.)

Bibliographie.

- Hess, Über den Betrag der Gletschererosion. Mitteilungen des D. u. Ö. Alpenvereins, 1905, Nr. 9, S. 107.
- Blümcke u. Hess, Tiefbohrungen am Hintereisgletscher. Ebenda 1905, Nr. 4, S. 45.
- Blümcke, Über die Geschwindigkeiten am Vernagt- und Guslarferner im J. 1903/4. Ebenda 1905, Nr. 12, S. 139.
- Finsterwalder, Ein neues Ergebnis der Bohrungen am Hintereisferner. Ebenda 1906, Nr. 7, S. 88.
- Riedinger, Gletscherbeobachtungen in den Ötztaler Alpen. Ebenda 1905, Nr. 20, S. 243; abgedruckt im 8. Bericht der Alpenvereins-Sektion Breslau, S. 15.
- Crammer, Der Gletscher der Übergossenen Alm. Ebenda 1906, Nr. 7, S. 88.
- Einiges über Rückzugerscheinungen des Gletschers der „Übergossenen Alm“ in Salzburg. Peterm. Mitt. 1905, S. 125.
- Finsterwalder u. Blümcke, Zeitliche Änderungen der Geschwindigkeit der Gletscherbewegung. Sitzungsber. math.-phys. Kl. der Kgl. Bayerischen Akademie der Wissenschaften Bd 35, 1905, S. 109. (Auszug in der Zeitschr. f. Gletscherkunde I, 1906, S. 73 und Mitt. des D. u. Ö. Alpenvereins 1905, Nr. 20, S. 243.)
- — Die Gletscherbewegung mit Berücksichtigung ihres senkrechten Anteils. Zeitschrift f. Gletscherkunde I 1906, S. 4.
- Greim, Studien aus dem Paznaun II. Gerlands „Beiträge zur Geophysik“, 1906.
- Angerer, Gletscherbeobachtungen im Ankogel-Hochalpenspitzgebiete in den Jahren 1898—1904. Mitteilungen d. D. u. Ö. Alpenvereins, 1905, Nr. 16 u. 17, S. 187 u. 201.
- Beobachtungen am Pasterzengletscher in den Jahren 1904 u. 1905. „Carinthia II“, Mitteilungen des naturhist. Landes-Museums für Kärnten in Klagenfurt, Jahrg. 1906, Nr. 3.

III. Alpes Italiennes.

(Prof. Dr. F. Porro à Gênes.)

Les glaciers de Lavage, Argerey, Breuil et Chavannes ont présenté des variations qui feront l'objet d'une description ultérieure. Il suffit de dire pour le moment que leur aspect général a peu varié depuis 1904. On peut dire la même chose des glaciers du reste de la chaîne, ainsi qu'on en peut juger de l'arête du col de la Seigne et du Mont Nix.

Une première mensuration des petits glaciers du Mont Favre — ou Berio Blanc — a été faite; des signes de décrue accentuée y sont évidents.

B. Alpes françaises et Pyrénées.

(M. Charles Rabot à Paris.)

En 1905 des observations glaciaires ont été, comme les années précédentes, poursuivies dans les Alpes de la Savoie et du Dauphiné ainsi que dans les Pyrénées.

I. Dauphiné.

Les travaux glaciaires dans cette région ont été, en 1905 comme les années antérieures, accomplis par MM. G. Flusin, J. Offner et Charles Jacob, préparateurs à la Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble, assistés de Mr. Lafay, conducteur des Ponts et Chaussées. Ils ont eu pour objet l'établissement d'une carte au 10 000^e des glaciers des Grandes-Rousses, semblable à celle du glacier Blanc et du glacier Noir dressée en 1904 par ces naturalistes.¹⁾ Cette importante oeuvre de cartographie glaciaire ne sera terminée qu'à la fin de 1906.

Dans les Grandes Rousses le recul est général. De 1902 à 1905 le glacier des Quirlies, dans la partie gauche du front, a rétrogradé de 7 m., soit 2.30 m. par an (moyenne de 7 repères). Pendant la même période, le glacier du Grand-Sablat a perdu 12 m. sur la partie droite de son front, soit 4 m. par an; 25 m. sur la partie gauche, soit 8.3 m. par an. Pour les autres glaciers de cette partie des Rousses les repères n'ont pas été retrouvés.

II. Savoie.

En Savoie, l'administration des Forêts, fidèle à ses traditions scientifiques, procède à des études glaciaires qui lui font le plus grand honneur.

¹⁾ COMMISSION FRANÇAISE DES GLACIERS. — *Etude sur le glacier Noir et le glacier Blanc dans le massif du Pelvoux par MM. Charles Jacob et Georges Flusin.* (Extrait de l'Annuaire de la Société des Touristes du Dauphiné.) Grenoble 1905.

M. M o u g i n , inspecteur des Forêts, chef du Service de Reboisement de la 5^e Conservation, qui a eu l'initiative de ces recherches, les dirige avec un zèle et une compétence qui lui méritent la reconnaissance des glaciéristes.

Pendant l'hiver 1904—1905, des observations nivométriques ont été exécutées dans 30 stations, dont 3 situées entre 2400 m. et 2700 m., 2 entre 1500 et 2000, et 7 entre 1000 et 1500 m. — La très grande majorité des postes fournit des valeurs inférieures à celles de l'hiver 1903—1904.¹⁾

Mr. M o u g i n a, d'autre part, continué ses observations sur les relations entre l'altitude et la hauteur des précipitations dans la chaîne du Mont Blanc.

A la fin de septembre 1904 des tubes Vallot ont été placés en six postes échelonnés sur le versant NW de l'Aiguille du Goûter, aux altitudes de 1010 m., 1540 m., 2100 m., 2550 m., 2850 m., et 3185 m. — Comme les deux années précédentes, le maximum s'est produit à la station de 2550 m. — En ce point la somme des précipitations s'est élevé, pour la période comprise entre le 24 septembre 1904 et le 3 octobre 1905, à 2041.5 mm., alors que, pour la même période, à 1010 m. elle n'a pas dépassé 899.8 mm., et à 3185 m., 492.9 mm. Les observations de Mr. M o u g i n confirment donc celles du Dr. Axel H a m b e r g sur les flans du Sarjektjåkko, en Laponie.

Une statistique des avalanches et de leurs dégâts est dressée chaque année pour les deux départements de la Savoie par l'administration des Forêts.

Les travaux glaciaires proprement dits accomplis par Mr. Mougin consistent, pour la plupart des glaciers en observation, en un lever annuel de la langue terminale et dans l'observation de deux lignes de pierres placées dans la partie inférieure du glacier. Les opérations sont donc très complètes et susceptibles de fournir des renseignements précis sur le régime des glaciers. Elles portent sur deux régions différentes de la Savoie: le massif du Mont Blanc et la crête frontière entre la haute Maurienne (vallée supérieure de l'Arc) et l'Italie. Dans la première sont en observation: les glaciers de Bionassay, des Bossons et de l'Argentière; dans la seconde ceux des Sources de l'Arc, du Grand-Méan, du Mulinet et d'Arnès.

¹⁾ Ces observations ne sont pas publiées, mais les spécialistes peuvent en obtenir une copie autographiée en s'adressant à Mr MOUGIN, Inspecteur des Forêts, Chef du Service de Reboisement de la 5^e Conservation à Chambéry, Savoie.

En 1905 tous ces appareils ont reculé mais très légèrement. D'autre part, sur trois d'entre eux apparaissent des symptômes de crue ou tout au moins d'activité. Sur ses deux profils le Bionnassay a présenté un gonflement sensible par rapport à 1904. En second lieu, le lobe oriental du Mulinet, qui est suspendu, a engendré de fréquentes avalanches, preuve d'un afflux de glace, indiqué, d'ailleurs, par une progression de 40 m. d'un point du front. Enfin, en 1905, au début de la seconde moitié d'août, la partie inférieure du glacier des Sources de l'Arc était couverte alors qu'à pareille date, l'année précédente, elle était dépouillée de neige.

Massif du Mont Blanc.

1^o *Glacier de Bionnassay.* Du 9 juillet 1904 au 22 juin 1905, recul maximum: 10 m. dans la partie centrale du front. Ligne rouge, à 400 m. en amont du front: état stationnaire; les gonflements compensent les affaissements. Ligne bleue, à 875 m. en amont du front: gonflement général atteignant 5.7 m., près de la rive orientale. Vitesse maxima annuelle d'écoulement: Ligne rouge: 27.1 m., au centre; ligne bleue 34 m., au centre.

2^o *Glacier des Bossons.* Du 18 juin 1904 au 8 juin 1905, maximum du recul: sur le front, 13 m.; sur la rive gauche exposée au NW et à l'W, 20 m.; par contre, pulsation en avant de 15 m. dans la partie nord du front.

Ligne rouge, à 165 m. en amont du front: gonflement dans la partie nord, affaissement dans le reste du profil. Ligne bleue, à 372 m en amont du front: affaissement presque général.

Vitesse maxima annuelle d'écoulement: Ligne rouge: 44.4 m., ligne bleue: 61,10 m. —

3^o *Glacier de l'Argentière.* Du 30 mai 1904 au 15 juin 1905, recul de 22 m. à la bouche de sortie du torrent.

Sur la ligne bleue¹⁾ tracée obliquement à l'axe du glacier à 640 m. en amont du front: affaissement général atteignant 8.80 m. — Sur la ligne rouge tracée normalement à l'axe du glacier, à 1500 m. en amont du front: affaissement presque général atteignant 7.70 m. près de la rive nord.

Vitesse maxima annuelle d'écoulement: ligne bleue, 109 m. au centre; ligne rouge, 136.1 m., également au centre.

¹⁾ Sur le glacier de l'Argentière et sur celui des Sources de l'Arc la ligne bleue est le profil le plus bas.

Maurienne.

Glacier des Sources de l'Arc. Du 24 août 1904 au 19 août 1905, recul de 10 m. à la bouche de sortie de l'Arc.

Sur le profil bleu, à 170 m. en amont du front: affaissement très régulier dans toute la largeur du glacier, valeur maxima 0.55 m. —

Sur le profil rouge, à 637 m. en amont du front, affaissement régulier dans la partie nord (1.43 m. au maximum), et léger gonflement dans la partie sud (1.14 m. au maximum).

Vitesse maxima annuelle d'écoulement: ligne bleue, 12.30 m. au centre; ligne rouge, 17.9 m. au centre.

Devant les glaciers du *Grand Méan*, du *Mulinet* et d'*Arnès*, situés au sud des *Sources de l'Arc*, M. Mougin a simplement posé des repères et relevé le contour des fronts. Du 27 août 1904 au 21 août 1905, le recul du *Grand Méan*, très faible dans la partie droite (1.20 m.), s'est élevé, au centre, à 35.80 m. —

Le lobe septentrional du *Mulinet*, qui seul a pu être relevé, a également reculé, sauf en un point où il y a un progrès de 40 m. —

Du 29 août 1904 au 23 août 1905 le glacier d'*Arnès* a rétrogradé de 9.23 m. —

*

*

*

En 1905 le professeur Paul Girardin a continué dans les massifs de la Vanoise et de la haute vallée de l'Arc les études qu'il poursuit depuis trois ans sur les glaciers de la Savoie méridionale.

D'après Mr. Girardin, les glaciers de ces deux massifs ont été en 1905 encore plus découverts que les étés précédents qui pourtant ont été très chauds, en raison de la faiblesse des précipitations neigeuses durant l'hiver 1904—1905 et de la haute température du mois de juin 1905. Il y a eu cependant des exceptions à cette règle, au glacier de la Grande Casse et à celui des Sources de l'Arc (voir plus haut), par exemple.

Dans ces conditions le recul a continué et s'est aggravé. De 1903 à 1905 le *Pelvoz* a rétrogradé de 36 m. — Le *Vallonnet* (près de Bonneval) s'il ne présente pas de variation de longueur, a diminué de largeur. Depuis 1893 les *Evettes*, au milieu du front, ont reculé de 3.30 m. par an et depuis 1902, à la sortie du torrent de droite, de 10 m. — Le glacier des *Fours* est à 380 m. des repères de 1891 (27 m. par an); de 1904 à 1905 régression de 20 à 25 m. —

Le recul a eu pour effet de morceler des nappes auparavant d'un seul tenant et d'engendrer de nombreux lacs morainiques. Tel est le cas qui se présente sur le plateau dominant Bonneval à l'Ouest, sous la Pointe des Roches. Les glaciers des Roches et de Bézin d'en bas qui étaient réunis sont aujourd'hui séparés, et dans l'espace qu'ils ont abandonné se sont formés quatre lacs, un devant le premier de ces appareils et trois devant le second. Il y a lieu de plus de signaler l'existence d'une nappe longue de 80 m. et large de 40 m., retenue par une dune de neige sur le Bézin d'en bas.

La grande variation négative actuellement en cours a entraîné la disparition de plusieurs appareils, tel celui du col d'Aussois, et celui du col de Chaviève qui existaient il y a quelques années encore. D'autre part, sur les glaciers de plateaux elle a déterminé l'émergence ou l'élargissement d'un très grand nombre de pointements rocheux.

III. Pyrénées.

Mr. L. G a u r i e r a visité, en 1905, les glaciers du Vignemale qu'il avait repérés en 1904.

Versant nord. 1^o *Glacier du Clot de la Hount*: Stationnaire.

2^o *Glacier des Oulettes*. De 1892 à 1905, recul de 120 m. et de 145 m. devant deux repères placés par le prince Roland Bonaparte à la première de ces deux dates, soit un recul annuel de 9.23 m. et de 11.19 m. — Devant un de ces repères et devant trois autres placés en 1904 par Mr. G a u r i e r, la régression a été respectivement, d'août 1904 à août 1905, de 1 m., 30 m., et de 5 m., 5 m. — La perte de 30 m. est la conséquence de la très faible épaisseur du glacier en ce point.

Le couloir de glace qui domine ce glacier et par lequel des alpinistes gravirent en 1889 le Vignemale en y taillant 1600 marches est aujourd'hui dépouillé de glace dans toute sa partie supérieure.

3^o *Glacier du Petit Vignemale*, séparé du précédent depuis 1888, stationnaire. Sa cascade de séracs s'est affaissée.

Versant est. *Glacier d'Ossoue*. De 1904 à 1905 recul très variable 30 m. devant la grande moraine de la rive gauche; 2 m. seulement devant un autre repère.

Sur la rive droite de cet appareil aux altitudes respectives de 3201 m., 3203 m. et 3205 m., le comte Russell-Killough a fait creuser trois grottes abris dont les seuils constituent des échelles nivométriques. Alors que, le 4 août 1904, le seuil de la grotte R u s s e l l (3201 m.) se trouvait à 2 m au-dessus du glacier, le 12 août 1905 la différence de niveau s'élevait à 4 m. —

D'après Mr. Belloc qui a exploré en 1904 et 1905, le massif du Néouvieille en vue d'établir une carte au 10 000^e de ses deux glaciers, — glacier de l'Est ou de Néouvieille et glacier de la Brèche —, le bilan des pertes de ces appareils s'établit ainsi:

G l a c i e r d e l ' E s t

De 1855 à 1882 510 m.

De 1882 à 1904 830 m.

Recul total de 1855 à 1904. 1140 m.

G l a c i e r d e l a B r è c h e

De 1855 à 1882. 485 m.

De 1882 à 1904. 745 m.

Recul total de 1855 à 1904 1230 m.

De 1^{er} septembre 1904 à pareille époque 1905, Mr. Belloc a constaté sur ces deux glaciers une très légère augmentation d'épaisseur. L'enneigement à la fin de l'automne 1905 était également progressif sur le revers sud du Néouvieille.

D'après Mr. Belloc très intense également a été, durant la dernière moitié du XIX^e siècle, la régression des glaciers situés sur la crête frontière comprise entre la haute vallée de la Neste et celle de Bagnères de Luchon. Il y a une quarantaine d'années, une nappe de glace s'étendait sans solution de continuité, sur une distance de 12 km., des Gours Blancs au Sacroux, c'est à dire, sur le versant nord de la crête-frontière depuis le vallon de plus oriental du bassin de la Neste jusqu' à l'extrémité supérieure de la vallée du Lys (Bagnères de Luchon). Or, aujourd'hui dans cet espace il n'existe plus que quelques plaques de glace localisées dans des cirques. Ainsi, dans les hautes Pyrénées où, comme dans plusieurs districts de la Savoie méridionale, les glaciers se trouvent situés en grande partie au-dessous de la ligne climatique des neiges ou tout près de cette limite et ne sont pas, pour la plupart, nettement individualisés dans des cirques profonds, la diminution de la glaciation a entraîné le sectionnement des nappes glacées qui a eu ensuite pour conséquence la disparition presque complète de plusieurs d'entre elles. Dans les chaînes à faible glaciation les variations négatives de grande amplitude ont pour effet de modifier profondément l'aspect des montagnes.

IV. Résumé.

Dans les Alpes françaises, dans la Savoie et dans le Dauphiné, comme dans les Pyrénées, la régression de la glaciation ayant entraîné

la disparition d'un certain nombre de petits glaciers, a été très préjudiciable aux intérêts agricoles des montagnards, en déterminant une diminution sensible des écoulements servant aux irrigations. D'autre part, il importe de connaître la part fournie par les glaciers dans l'alimentation des cours d'eau des régions montagneuses en vue de leur utilisation à la production de forces motrices. Ces considérations ont appelé l'attention de Mr. Dabat, directeur de l'Hydraulique agricole, et grâce à l'initiative éclairée de ce haut fonctionnaire, le service des observations glaciaires a été assuré, en 1905, en Dauphiné et dans les Pyrénées par des subventions accordées par le ministère de l'Agriculture.

Bibliographie glaciaire en 1905 et 1906 (1^{er} juillet).

PAUL GIRARDIN, *Les phénomènes actuels et les modifications du modelé dans la haute Maurienne; La Géographie* XII, 1, 15 juillet 1905, Paris (avec huit figures).

— *Les glaciers de la Savoie. Etude physique. Limite des neiges. Retrait. Bulletin de la Société Neuchâteloise de géographie.* T. XVI, 1905. Neuchâtel 1905 (avec dix figures).

CHARLES RABOT, PAUL GIRARDIN, CHARLES JACOB, EMILE BELLOC, LUDOVIC GAURIER, *Explorations glaciaires accomplies en France pendant l'été 1904. La Géographie*, XI, 1, 15 juin 1905. Paris.

COMMISSION FRANÇAISE DES GLACIERS. *Etude sur le glacier Noir et le glacier Blanc dans le massif du Pelvoux* par MM. CHARLES JACOB et GEORGES FLUSIN avec 2 planches phototypiques et deux cartes topographiques au 10000^e dressées par MM. LAFAY, FLUSIN et JACOB. — Rapport sur les observations rassemblées en août 1904 dans les Alpes du Dauphiné. (Extrait de l'annuaire de la Société des Touristes du Dauphiné Nr. 30, 1904.) Grenoble 1905. Ce mémoire a été tiré à 300 exemplaires et distribué à tous les spécialistes.

CHARLES JACOB. *Rapport préliminaire sur les travaux glaciaires en Dauphiné pendant l'été 1905. La Géographie*, XIII, 6, 15 janv. 1906. Paris.

CHARLES RABOT. *Glacial Reservoirs and their outbursts. The Geographical Journal* XXV, 5, Mai 1905, Londres.

— *Les débâcles glaciaires.* Ministère de l'Instruction Publique. *Bulletin de géographie historique et descriptive.* Paris 1906.

C. Suède.

(Dr. F. W. Svenonius, Stockholm.)

Dr. A. H a m b e r g, welcher seine Arbeiten in den Hochgebirgen der Hockjökks Gemeinde jetzt so gut wie beendigt hat, meldet, daß der Mikagletscher — einer der größten in dem Sarjekmassive — vom 23. Juli 1904 bis zum 16. August 1905 sich 3 bis 4 Meter zurückgezogen hat. Die totale Veränderung in den 8—10 Jahren, während

deren diese Arbeiten ausgeführt wurden, ist doch gering und kaum sicher bestimmt worden.

Übrigens sind — leider ! — keine eigentlichen Arbeiten in unserer Gletscherwelt im Jahre 1905 ausgeführt worden.

Dr. Otto Sjögren aus Upsala hat sich während des letzten Sommers der Erforschung der kleinen Nischengletscher und der größeren permanenten Schneeelagen in der Torne Träsh Gegend gewidmet. Noch sind keine eigentlichen Resultate gewonnen. Daß diese „Tsuoptsa“, wie sie von den Lappen benannt werden, einmal in postglacialer Epoche größer als jetzt waren, wissen wir ja ganz gut, aber wann ist eine offene Frage.

D. Norvège.

(P. A. Øyen, Christiania.)

I. Jotunheim.

Glacier	Période	Amplitude de la variation.
Steindalsbræ	1902—1905	— 5 m
Svardalsbræ	1904—1905	— 7 m
Langedalsbræ	id.	— 4 m
Sletmarkbræ	id.	— 5 m
Glikterbræ	id.	— 1 m
E. Memurubræ	id.	— 11 m
W. Memurubræ	id.	+ 0.40 m
Heilstugubræ	id.	— 0.30 m
Tveraabræ	id.	— 10 m
Sveljenaasbræ	id.	— 21 m
Styggebræ	id.	— 3 m
Storjuvbræ	id.	+ 1.70 m
Heimre Yllaabræ	id.	+ 6 m
N. Yllaabræ	id.	— 5 m
S. Yllaabræ	id.	— 13 m
Vetlebræ	1902—1905	+ 3 m
Storbræ	1904—1905	— 6 m
Sandelvbræ	id.	— 5 m
Midtmarvdalsbræ	id.	+ 0.50 m
Gjertvasbræ	id.	— 0.50 m
Styggedalsbræ	id.	+ 4 m
Skagastölsbræ	id.	— 1 m
Ringsbræ	id.	— 8 m

II. *Jostedal.*

Aabrøkkebræ	1904—1905	+ 5 m
Briksdalsbræ	id.	+ 17 m
Mjölkevoldsbræ	id.	+ 19 m

Saphellebræ. Les variations de ce glacier ont été passablement irrégulières; soit de la direction:

N 5° W	1902—1905	— 1 m
N 26° W	1904—1905	+ 11 m
N 19° E	1904—1905	— 71 m
Boiumbæ (E 14° S)	1903—1905	— 61 m

III. *Folgeføn.*

Bondhusbræ	1904—1905	+ 17 m.
------------	-----------	---------

Un aperçu plus complet et plus détaillé des oscillations des glaciers de Norvège, a paru dans les Annales de la Société des Sciences à Christiania, sur le titre de „Fifteen years of glaciological Observations“ et est dû à P. A. Øyen.

Au même auteur est dû la description comparative plus détaillée parue dans le premier numéro de la *Zeitschrift für Gletscherkunde*.

Bibliographie.

Par P. A. ØYEN:

1. Nogle bemærkninger om klimatforandring (Christiania Vid.-Selsk. Forh. 1904, Nr. 10).
2. Tapes decussatus og Tapes-niveanets geologiske stilling (l. c. 1905, Nr. 4).
3. Nygaardsprofilen paa Karmöen (l. c. 1905, Nr. 8).
4. Det sydlige Norges „boreale“ strandlinje (l. c. 1906, Nr. 8).
5. Femten aars glaciologiske iagttagelser (l. c. 1906).
6. Skjælbanken ved Skrellene (Arch. for Mathm. & Naturv. B. 27).
7. Profil i jernbaneskjæring ö. f. Grorud station (l. c. B.).
8. Bræoscillation i Norge 1905 (Nyt Mag. for Naturv. B 44).
9. Skjælbanken i Kristianiatrakten (l. c. B. 44).
10. Skjælbanke-studier i Kristiania omegn (l. c. 1906).
11. Forandringer hos vore Bræer (Den norske turistforenings aarvog 1906).
12. Nogle bemærkninger om Jostedalsbræen (Bergens museums aarvog 1906).
13. Klimaschwankungen in Norwegen (Zeitschrift für Gletscherkunde 1906).
14. Norske bræers forandring 1905 (Naturen 1906).

Par D. H. REUSCH:

1. Variationer hos vore bræer (Naturen 1905).
2. Jagttagelser fra Folgefønneus Bræer (Norges geol. unders. aarvog 1905, Nr. 4).

E. Russie.

(Mr. J. de Schokalsky à Saint-Pétersbourg.)

Les observations sur l'état des glaciers de la Russie, que nous avons pu recueillir pour 1905, ne sont pas nombreuses; elles se rapportent: à la Boukhara, au Thian-Chane, à l'Altai et au Caucase.

La Commission des glaciers de la Société Impériale Russe de Géographie continue à travailler et par les soins d'un de ses membres, Mr. de Meck, a élaboré un programme prévoyant le repérage des diverses parties des glaciers au moyens d'alignements de pierres convenablement disposés et marqués. Mr. Bogdanowitch a eu l'obligeance de se charger de préparer un programme dans le but de diriger l'attention des observateurs qui voudraient étudier scientifiquement les phénomènes glaciaires, sur les questions que se pose actuellement la glaciologie. Ce programme contiendra en outre des indications sur la littérature glaciaire ayant trait aux recherches théoriques. Mr. J. de Schokalsky s'est chargé de réunir toute la littérature relative aux glaciers russes, ayant paru dans les journaux et ouvrages russes ou étrangers. Ces travaux seront édités par la Société de Géographie.

I. Boukhara.

Pendant l'été de 1905 Mr. Edelstein accompagné de Mr. D. Mouchketoff visitèrent de nouveau la chaîne de Pierre le Grand, explorée pour la première fois en 1896—1899 par Mr. Lipski.¹⁾ Le glacier Piriakh, découvert seulement en 1904, a été visité de nouveau et grâce à l'alignement disposé en 1904, on a pu constater que ce glacier avait avancé de 30 sagènes (64 m).

Le glacier de Verechgai (Mr. Lipski a soutenu depuis que le nom de ce glacier doit être „Youzmane“, nom qu'il lui a déjà donné dans son rapport de l'année 1899²⁾ et dans sa monographie sur le Boukhara), long de 5 km., est composé, de deux branches; celle de droite est la plus longue. Sa largeur est de 0,5 km; l'épaisseur près de la langue terminale est de 47 m. — De vieilles moraines se rencontrent bien au delà de la langue du glacier. D'après les indications de Mr. Lipski, après sa visite en 1899, on voit que ce glacier est dans une période de crue.

¹⁾ Voir les „Rapports“ des années 1896, 1897, 1899 et 1904.

²⁾ Voir le „Rapport“ de 1899, p. 19.

Les explorateurs ont visité en outre les glaciers de *Tovarbek*, *Boour-almaz* et *Bouri-kourmass* explorés l'année passée. Ces glaciers sont situés dans la partie la plus élevée de la chaîne de Pierre le Grand.

Le glacier *Boour-almaz* a été trouvé presque sans changement; on a disposé 3 repères dont on a mesuré les distances jusqu'au glacier, puis déterminé un alignement à travers le glacier, au moyen de pierres numérotées; cette ligne est distante de 2,25 km. de l'extrémité terminale du glacier.

Le glacier de *Boour-almaz* a été trouvé aussi sans grand changement; tandis qu'au contraire l'aspect extérieur du glacier *Tovarbek* s'est beaucoup modifié; il est à ce qu'il paraît dans une période de crue, mais faute de mesures exactes faites en 1904, il a été impossible de trancher cette question définitivement. On a disposé des repères au front de ces deux glaciers.

En outre, pendant le voyage de retour, Mr. Edelstein a vu dans la chaîne de Hissar encore quelques glaciers, dont un nouveau. Il est situé en amont de la rivière Artcha-maïdan et se compose de trois affluent; mais ce glacier n'est pas de première grandeur. Il a été baptisé de nom de Ch. Bogdanowitch, le géologue et voyageur russe si connu pour ses travaux sur l'Asie.¹⁾

II. Le Thian-Chane.

Alataou d'Ili. — Mr. Dmitrieff a visité de nouveau les glaciers de *Toujuksouïsk*, découverts par lui en 1902.²⁾ Celui du sud est toujours en déclin (en 1902—3 il a rétrogradé de 32 m.), mais depuis 1903 il n'a décliné que de 4 m. comme le montrent les mesures prises. On a déterminé à travers le glacier deux alignements, au moyen de pierres numérotées. Le premier est distant de 306 sag. du front du glacier, et le second est à la hauteur absolue de 3550 m. —

Malheureusement l'abri des thermomètres a été trouvé renversé par le vent et le minimum était cassé. On a réparé l'abri et réinstallé les thermomètres.

Depuis un certain temps on a entrepris beaucoup d'essais d'observations concernant l'enneigement des glaciers; mais faute d'instruments appropriés, les données recueillies laissent à désirer. L'observatoire Physique Central Nicolas, de St. Pétersbourg, a trouvé dans

¹⁾ Pour plus amples détails voir „Izvestia“ de la Société Impériale Russe de Géographie tome XLII, 1906, p. 67—90. Il y a beaucoup de vues photographiques de ces glaciers.

²⁾ Voir le „Rapport“ de 1903, p. 31.

Mr. D m i t r i e f un fervent adepte, et a fait construire un grand pluviomètre approprié aux conditions et permettant de faire des lectures à des dates très distantes. Un de ces pluviomètres a été installé par Mr. D m i t r i e f sur le glacier de *Toujuksouisk*, et un autre semblable plus bas, à la hauteur absolue de 800 m., où il existe une station météorologique; on pourra ainsi comparer les données obtenues et rectifier, dans la mesure de possible, les fautes dues à l'évaporation.

III. L'Altaï.

Mr. le professeur S a p o j n i k o v de Tomsk a visité, en 1905, la partie mongolienne de l'Altaï, qui forme une chaîne liée au plateau Oukok de l'Altaï russe. Là s'élève un groupe neigeux — le Tabyin-Bogdo-Ola. Ce groupe fut exploré par Mr. S a p o j n i k o v du côté N, en 1897, et il y trouva 7 petits glaciers¹⁾ donnant naissance à la rivière de Kalgyitij. En 1905 le versant oriental de ce groupe a été visité, en amont de la rivière de Tsagan-kol (affluent gauche de la rivière de Kobdo). A cet endroit, la chaîne est couronnée par plusieurs pics neigeux, hauts de 4000 à 4400 m. — Les névés de ces pics nourrissent jusqu'à une dizaine de glaciers; le plus haut situé de ces dix, est de première grandeur, il a 17 km. de longueur et de 2 à 2.5 km. de largeur; le second et le troisième glaciers sont moindres; les autres encore plus petits.

Tout le long de la vallée de Tsagan-kol les preuves d'une glaciation antérieure ont été suivies sur une étendue de 50 km. à partir des glaciers actuels. D'après la position des blocs erratiques, on peut conclure que l'épaisseur des glaciers anciens a été à peu près de 500 m. —

En amont de l'affluent de droite de la rivière Kharsala, il existe deux petits glaciers.

Dans la direction du SE la chaîne de l'Altaï de Mongolie s'abaisse graduellement et on ne peut pas s'attendre à y trouver de grands centres de glaciation.

IV. Caucase.

Mr. A. E n d r z e e w s k i, en qualité de médecin vétérinaire, habite chaque été en Digorie, la haute vallée de la rivière Urush au Caucase, et a ainsi des facilités exceptionnelles pour l'exploration des glaciers de cette contrée. En 1904 il a visité la plupart des glaciers de la chaîne principale ainsi que de la chaîne parallèle qui longe la

¹⁾ Voir le „Rapport“ de 1897, p. 83.

rive gauche du haut Uruk. La nomenclature des cimes ainsi que des glaciers faisait surtout défaut, même sur les meilleures cartes russes, et il a eu l'occasion de donner 27 noms nouveaux à des glaciers et 50 noms à des cimes environnantes. Il a fait quelques observations sur les variations d'un des principaux glaciers, celui de Bartui (prononcez Bartouie) qui décroît considérablement.

Ainsi de 1900 à 1901 il a diminué de 30 m.

1902—1903 12 m.

1903—1904 13.5 m.

Les glaciers du Caucase paraissent être toujours dans une phase de décrue.

F. Amérique du nord.

I. Etats Unis.

(Harry Fielding Reid, Baltimore Md.)

In Prince William sound, Alaska, the Shoup glacier near Valdez is retreating and uncovering rocks which were invisible four years ago. The western part of Columbia glacier is discharging icebergs and holds about the same position as it did when visited by the Harriman expedition in 1899; the part north of Heather Island has retreated about 50 meters since then. The Brooks, at the head of Unakiwik bay, discharges into tide-water, but there is no indication of retreat. In 1899 the Barry glacier had a great tongue projecting into Doran Strait, Port Wells, for nearly three kilometers. At least half of this has broken off. Other small glaciers in the neighborhood have the appearance of being in retreat.

A short account of the Wrangell mountain glaciers, with a map showing their location, is given by Mr. M e n d e n h a l l. Some of the glaciers are 50 or 60 kilometers long; those of the western slope are smaller than those flowing in other directions, which is ascribed to the volcanic heat of the rocks. At one time the glaciers were much larger than they are now; but no information is given regarding recent changes. The glaciers of Yakutat bay whose positions were noted in 1891 by Professor R u s s e l l and in 1899 by the Harriman Expedition, were again visited last summer by Messrs. T a r r and M a r t i n. The Turner glacier has advanced slightly since 1899 as has also the Hubbard. The Nunatak glacier ends in tide-water with a short arm resting on the land; the tide-water end has retreated more than one kilometer and the land end 200 to 400 meters since 1899. The Hidden glacier

ending on a gravel deposit has retreated half a kilometer and the Cascading glacier nearby has also grown smaller. One remarkable glacier on the west side of Disenchantment bay, whose end is about 300 meters above the water, slid out of its bed and was precipitated into the bay on the 4th of July, the day after it had been photographed. The great earthquake of September 1899, which appears to have been central in the neighborhood of Yakutat bay, and which made a number of faults in that region, has not left any marked changes in the glacier, such as have been observed in Glacier bay. The study of the glacial gravels shows that the late glacial history of this region is the same as that of Glacier bay.

Not much information has been received about Muir glacier, but no changes have apparently taken place. The bay is still very full of floating icebergs. The Taku glacier is somewhat in advance of its position of 1890. The Davidson glacier is apparently retreating and the hanging glaciers in the Chilcat valley have grown noticeable smaller since 1898.

The Paradise glacier on Mount Rainier has retreated about 250 meters since 1870 and the Nisqually has retreated about a half-kilometer in the last 25 years. The snow in the western crater of the summit of Rainier is at least 12 meters lower than it was in 1870, and the wind-spet ridge separating the two craters, which was bare in 1870, was covered by a mound of snow 9 meters high in 1905. Professor Le Conte measured the movement of the Nisqually glacier at a distance of 900 meters from the end and found a maximum velocity of 59 centimeters per day. The annual precipitation in Oregon for the last six years has been about 20 % below the general average, and the glaciers which have been observed on the south side of Mt. Hood are retreating. The Sperry and Harrison glaciers in Montana are receding, as shown by recent terminal moraines deposited in advance of the ice. Only slight changes have appeared in the Arapahoe and Hallett glaciers in Colorado; the snow-fall seems abundant on the latter but below normal on the former, though they are not far apart.

Bibliographie.

- W. E. MENDENHALL, Geology of the Central Copper River Region, Alaska. *U. S. Geol. Surv. Professional Paper*, Nr. 41.
 TARR and MARTIN, Glaciers and Glaciation of Yakutat Bay. *Bull. Am. Geogr. Soc.* 1906, Vol. XXXIX. p. 145—167.
 JUNIUS HENDERSON, Arapahoe Glacier in 1905. *Journ. Geol.* 1905, Vol. XIII, p. 556.

- I. C. RUSSEL, Preliminary Report on Geology and Water Resources of Central Oregon. (Contains account of glaciers on the Three Sisters.) *U. S. Geol. Surv. Bull.* Nr. 252.
- W. H. SHERZER, Glacial Studies in the Canadian Rockies and Selkirks. *Smithsonian Miscell. Collect.* 1905, XLVII, p. 453—496.
- Glacial Notes from the Canadian Rockies and Selkirks. *Science*, March 2, 1906.
- F. E. MATTHES, The Lewis Range of Northern Montana and its Glaciers. *Rep. VIIIth Intern. Geogr. Congress; Washington*, 1904, p. 478—479.
- L. W. CHANEY, Glacial Exploration in the Montana Rockies. *Rep. VIIIth Intern. Geogr. Congress; Washington*, 1904, p. 493—496.
- HARRY FIELDING REID, The Reservoir Lag in Glacier Variations. *Rep. VIIIth Intern. Geogr. Congress, Washington*, 1904, p. 487—491.
- The Variations of Glaciers, X. *Jr. Geol.* 1905, Vol. XIII, p. 313—318.
- Studies of the Glaciers of Mt. Hood and Mt. Adams. *Zeitschr. f. Gletscherkunde.* Vol. I, p. 113—132.

II. British Columbia & Alberta.

(George & William S. Vaux, Jr.)

The observed glaciers of British Columbia along the line of the Canadian Pacific Railway continue to retreat.

Illecillewaet Glacier, Glacier House, British Columbia. The recession of this glacier continues but at a much less rate than previous years. On July 25th 1905 the marked rock „C“ was 243 feet below the tongue, making the recession for the year but two feet six inches or an average recession of four feet in two years, whereas the average recession from 1899 to 1901 was thirty-five feet per year. A continued breaking down of the left side of the glacier is noted, uncovering great masses of bed rock, much worn by water and ice. A comparison of the test pictures taken in 1905 with those of previous years shows a constant shrinkage of the ice in every dimension.

Asulkan Glacier, Glacier House, British Columbia. But little change has taken place in this glacier the past year, but the test picture shows a slight diminution. The tongue is slowly melting away beneath the mass of moraine, and no such advance as occurred two years ago has been noted.

Victoria Glacier, Lake Louise, Laggan, Alberta. The melting away of the side of this glacier continues, and very little change in its general condition is noted.

G. Amérique du Sud.

(H. Fielding Reid, Baltimore.)

A short description of the glaciers of Poto, just north of Lake Titicaca, Peru, has been given by Otto F. Pfordte¹). The San Francisco glacier has high terminal moraines, but the present end has not varied much since the Spanish occupation, as shown by the ruins of houses at the foot of the cliff, where the glacier now ends. Old observers and traditions of the natives indicate that the snow-line is gradually receding in this part of the Andes, which accounts for the gradual lowering of the lakes.

Mr. B a n d e l i e r, referring to this same general neighborhood, states that the glaciers of the Bolivian Andes have been in slow retrocession for a number of years past.

H. Afrique centrale.

(Douglas W. Freshfield, London.)

The Mubuhu Glacier on the eastern slopes of Ruwenzori is apparently in retreat. An old moraine overgrown with vegetation may be recognised some 500 meters in advance of the existing tongue of the glacier, and from the appearance of the rocks next to it would seem that a slow retreat is now in progress (1905). Morainic lakes have been observed on the Western slope below the limits of the present glaciers by Dr. S t u h l m a n n.

¹) The Glaciers of Poto, Peru. VIII th Intern. Geogr. Congress, Washington, 1904, p. 497—500.

²) Bull. Am. Geogr. Soc. 1905, Vol. XXXVII, p. 454. also Scott. Geogr. Mag. 1905, Vol. XXI, p. 586.

Deformationen der Erde während der Eiszeit.

Von M. P. Ruizki in Krakau.

§ 1. Bereits vor einigen Jahren habe ich dieses Thema in zwei Aufsätzen¹⁾ unter der Annahme behandelt, daß die Erde die Eigenschaften eines sehr starren Körpers, etwas starrer als eine Stahlkugel, besitzt. Die entgegengesetzte Hypothese einer vollkommenen Fluidität oder, wie man sich auch ausdrücken kann, einer vollkommenen Isostasie wurde damals nur vorübergehend gestreift. Gegenwärtig beabsichtige ich auch diese einer etwas näheren Betrachtung zu unterziehen. Natürlich darf das Problem nach den Gesetzen der Hydrostatik behandelt werden.²⁾

Die Depression der Landoberfläche unter einem Gletscher berechnet sich aus der einfachen Formel:

$$d = \frac{\rho_e}{\rho_i} \cdot D, \quad (\text{I})$$

wo d den Betrag der Depression,
 D die Dicke des Eises,
 ρ_e die Dichte desselben,
endlich ρ_i die mittlere Dichte derjenigen Stoffe bezeichnet, welche unter dem Drucke des Eises seitlich ausgewichen sind.

Sei noch D_m die mittlere Dicke der Gletscher,
 a das von denselben bedeckte Areal,
dann ist $a D_m$ das Volum und
 $\rho_e \cdot a \cdot D_m$ die Masse der Gletscher.

Behufs Bildung dieser Masse Eises mußte dem Weltmeere ein Volum

$$\frac{\rho_e}{\rho} \cdot a \cdot D_m \text{ Wasser,}$$

wo ρ die Dichte des Wassers bedeutet, entzogen werden. Dieses Volum bildete auf dem Weltmeere eine Schicht von der Dicke:

$$\delta = \frac{\rho_e}{\rho} \cdot \frac{a}{a_1} \cdot D_m, \quad (\text{II})$$

¹⁾ Bull. international de l'Acad. des Sc. de Cracovie 1899 S. 169—215 und 445—468.

²⁾ Dabei wurde die Variation der Schwerkraft in vertikaler Richtung vernachlässigt. Ebenso werden wir weiter verschiedene kleine Korrekturen vernachlässigen. Bei solchen Rechnungen, wo genaue Daten fehlen, lohnt es sich nicht allzugroße Exaktheit anzustreben und die Arbeit ohne Nutzen zu komplizieren.

wo a_1 das Areal des Weltmeeres bezeichnet. Indem diese Schicht weggenommen wurde und den Boden der Ozeane entlastete, drangen die unter dem Drucke des Eises seitlich ausweichenden Stoffe nach dem Gebiete verminderten Druckes und hoben den Boden der Ozeane in die Höhe. Der Betrag dieser Hebung h ergibt sich aus der Gleichung:

$$h = \frac{\rho}{\rho_i} \cdot \delta \quad (\text{III})$$

Aber die Hebung des ozeanischen Bodens hatte eine gleiche Hebung des Wasserspiegels zur Folge, so daß die resultierende sichtbare Senkung des Wasserspiegels q sich als Differenz von II und III ergibt. Es ist nämlich

$$q = \delta - h = \frac{a}{a_1} \cdot D_m \cdot \left(\frac{\rho_e}{\rho} - \frac{\rho_e}{\rho_i} \right). \quad (\text{IV})$$

Man könnte noch die Frage stellen, ob die Attraktionen des Inland-eises, der unten verschobenen Massen usw. nicht eine gewisse Deformation der Niveaulächen verursachen konnten. Darauf soll geantwortet werden, daß diese Attraktionen einander beinahe vollständig aufhoben. Es kann nämlich gezeigt werden, daß bei vollkommen isostatischen Deformationen die Verschiebungen der Niveaulächen von

der Ordnung von: $\frac{D_m^2}{R}$ sind, wo D_m , wie früher, die mittlere Dicke

des Eises und R den mittleren Radius der Erde bedeutet. Setzt man z. B. $D_m = 2$ km, so wird, da $R = 6370$ km ist,

$$\frac{D_m^2}{R} = \frac{4}{6370} \text{ km.} = 0,62 \text{ Meter.}$$

Dementsprechend können die bezüglichen Verschiebungen in der Regel nur Bruchteile eines Meters, selten einige Meter erreichen. So kleine Größen können aber ohne weiteres unberücksichtigt bleiben. Es kann also die relative Senkung des Landes S aus der einfachen Formel

$$S = d - q \quad (\text{V})$$

berechnet werden. Diese Senkung soll so verstanden werden, daß ein Punkt des Landes, welcher sich heute X Meter über dem gegenwärtigen Meeresniveau befindet, zur Eiszeit eine Höhe von $X - S$ Meter über dem damaligen Meeresniveau besaß.

§ 2. Keine der im vorigen Abschnitt erwähnten extremen Theorien kann ein richtiges Bild der Verhältnisse liefern, welche während der Eiszeit tatsächlich geherrscht haben; doch können diese Theorien eine Grundlage zu gewissen auf die tatsächlichen Verhältnisse anwendbaren Schlüssen bilden.

Schon in meinen älteren Abhandlungen habe ich den Satz ausgesprochen, daß am Rande des Eises keine beträchtliche Senkung relativ zum eiszeitlichen Meeresniveau entstehen konnte. Ich habe damals angenommen, daß die Erde ein starrer elastischer Körper sei und dem Starrheitskoeffizient einen großen Wert, nämlich 8×10^8 g per qcm gegeben. Die Bedeutung dieser Zahl wird man sofort erkennen, wenn man sich daran erinnert, daß derselbe Koeffizient für Stahl den Wert $7,8 \times 10^8$ g per qcm besitzt.

Um den Satz einer Prüfung zu unterziehen, habe ich neulich verschiedene Annahmen über die Ausdehnung, Verteilung, Mächtigkeit und Konfiguration der Gletscher, ferner über die Werte der elastischen Koeffizienten gemacht: es haben sich zuweilen, insbesondere bei mächtigen, sehr ausgedehnten Inlandeismassen, sehr beträchtliche Deformationen in zentralen Teilen der vereisten Gebiete herausgestellt. Immer aber habe ich gefunden, daß am Rande der Gletscher nur unbedeutende relative Senkungen entstehen konnten. Ja es stellte sich meist heraus, daß am Rande nicht eine (relative) Senkung, sondern eine kleine (relative) Hebung zu stande kommen mußte. Die Einzelheiten der diesbezüglichen Rechnungen können hier, als wenig interessant für die meisten Leser, übergangen werden; ich will nur erwähnen, daß die Untersuchung auf Grund der allgemeinen, in meinen anfangs zitierten älteren Abhandlungen dargelegten Theorie ausgeführt wurde.

Ich habe nun die elastische Theorie aufgegeben und die entgegengesetzte Theorie einer vollkommenen Isostasie der Untersuchung zu Grunde gelegt. Ich gebrauchte dabei die im § 1 angegebenen Formeln. Dieselben enthalten die stillschweigende Annahme, daß die Erde ganz inkompressibel ist. Diese Annahme bringt aber keine wesentliche Beschränkung mit sich; denn erstens sind die Stoffe des Erdinnern durch die hohen daselbst stets herrschenden Drucke stark komprimiert und infolgedessen kaum einer namhaften Volumveränderung fähig; zweitens würde die Berücksichtigung der Kompressibilität nur zu ganz unbedeutenden Korrekturen führen. Auf diese Weise ist die Anwendung der Formeln des § 1 in dieser Hinsicht gerechtfertigt.

Betrachten wir z. B. ein großes Inlandeis, dessen Dicke D vom Maximum 2035 Meter am Nordpol¹⁾ allmählich und gleichmäßig nach allen Richtungen abnimmt, um schließlich in 60° N. Br. — hier setzen wir

¹⁾ Will man eine größere Dicke annehmen, so braucht man nur hier und weiter unten alle Zahlen mit einem entsprechenden konstanten Faktor zu multiplizieren.

den Rand des Eises voraus — sich auf 138 Meter zu reduzieren. Den Rechnungen legen wir einen aus zwölf zonalen Kugelfunktionen zusammengesetzten Ausdruck zu Grunde, der die brodlaibähnliche Gestalt eines Inlandeises gut wiedergibt und zwischen $\varphi = 90^\circ$ und $\varphi = 60^\circ$ [φ bezeichnet die geogr. Breite] einen ziemlich ähnlichen Verlauf hat wie der Ausdruck

$$D = 2000 (1 - 4 \cos^2 \varphi) \text{ Meter.}$$

In seiner Eigenschaft einer endlichen Reihe von Kugelfunktionen eignet sich dieser Ausdruck auch sehr gut zur Analyse elastischer Deformationen, so daß ein jedes Resultat sofort mit einem entsprechenden für eine elastische Kugel gültigen verglichen werden kann.

Die Einzelheiten der Rechnung will ich hier übergehen; nur so viel will ich erwähnen, daß die mittlere Dicke des Eises sich zu 978 m ergibt und daß die mittlere Dichte ρ_i derjenigen Stoffe, welche durch den Druck des Eises in der Tiefe seitlich ausgepreßt wurden, dreimal so groß wie die Dichte ρ_s des Gletschereises gesetzt wird. Die Senkung (relativ zum eiszeitlichen Meeresniveau) in der Mitte des vergletscherten Gebietes ergibt sich zu 628 Meter; sie vermindert sich kontinuierlich in der Richtung gegen den Rand des Eises hin und geht noch im vereisten Gebiete in eine (relative) Hebung über, die am Rande selbst zu 4 Metern anwächst.

Zum Vergleich führe ich an, daß in der Hypothese einer starren elastischen Erde, wobei der große obenerwähnte Starrheitskoeffizient angenommen und die Kompressibilität gleich Null gesetzt wird, die Senkung unter der Mitte des Gletschers sich zu 185 Meter berechnet und am Rande ebenfalls keine Senkung, wohl aber eine relative Hebung von nahezu 15 Meter herauskommt.

Diese Hebung — wir meinen hier ebenso den Fall der elastischen wie denjenigen der flüssigen Erde — ist hauptsächlich dadurch bedingt, daß dem Weltmeere eine ca. 80 Meter mächtige Schicht Wasser entzogen werden mußte, um eine runde Eiskappe von 978 m mittlerer Dicke und 6667 km Durchmesser zu bilden.¹⁾

Eine größere Senkung am Rande, und zwar bei der Hypothese einer vollkommenen Isostasie, werden wir mit Hilfe der Annahme erhalten, daß das Inlandeis zwar dick, aber wenig ausgedehnt ist. Ein wenig ausgedehntes Inlandeis entzieht dem Meer wenig Wasser und die allgemeine Erniedrigung des Wasserspiegels bleibt unbedeutend; gleich-

¹⁾ Eine Eiskappe, die vom Nordpol bis 60° N. Br. reicht, hat einen Durchmesser von 6667 km.

zeitig sinkt ein dicker, obgleich wenig ausgedehnter Gletscher ebenso tief ein wie ein sehr ausgedehnter (nicht so in der Hypothese einer elastischen Erde) und die schließliche relative Senkung kann ziemlich groß ausfallen. Nehmen wir z. B. einen Gletscher mit einem Areal von 2 Millionen Quadratkilometern; seine größte Mächtigkeit setzen wir gleich 3 km, seine Mächtigkeit am Rande gleich 150 Metern. Die mittlere Mächtigkeit hängt davon ab, welche Form des Abfalls gewählt wird. Nehmen wir absichtlich eine solche, daß die mittlere Mächtigkeit, folglich auch das Volum verhältnismäßig klein ausfällt, nehmen wir z. B. $D_m = 1$ km. Bei solchen Voraussetzungen wird q (vgl. § 1) kaum etwas mehr als 3 Meter betragen und die (relative) Senkung am Rande wird sich nahezu zu 47 Metern ergeben.

Es ist klar, daß eine große Senkung am Rande des Eises im Falle einer isostatischen Deformation nur durch die Annahme erzielt werden kann, daß das Eis nicht bloß in der Mitte, sondern auch am Rande mehrere hunderte von Metern mächtig ist. Aber diese Annahme ist an und für sich unwahrscheinlich: alles, was uns vom grönländischen Inlandeise bekannt ist, beweist, daß selbst die hier angenommene Eisdicke am Rande von 138 resp. 150 Meter stark übertrieben ist.¹⁾

Auf diese Weise sehen wir, daß beide extreme Hypothesen — die einer elastischen starren Erde einerseits, die einer sich wie ein flüssiger Körper verhaltenden Erde andererseits — schließlich zu demselben Resultate führen. Ich glaube also berechtigt zu sein, den Satz, den ich schon in meinen älteren Abhandlungen ausgesprochen habe, aufrecht zu erhalten, nämlich, daß die hunderte von Metern über dem gegenwärtigen Meeresspiegel verlaufenden quartären marinen Strandlinien in Skandinavien und Nordamerika in der Regel²⁾ nicht aus der Zeit maximaler Vereisung³⁾ stammen, sondern aus der Zeit, als die Gletscher sich in vollem Rückzuge befanden. Während das Eis schmolz und die Kante

¹⁾ Beim antarktischen Gletscher hat man an einer Stelle eine Randhöhe von 75 Meter (230 feet) beobachtet [Nature Bd. 73 S. 298]. Diese Beobachtung ist insofern nicht maßgebend, als das Eis in dieser Gegend dem Anschein nach schwimmt.

²⁾ Eine Regel setzt eine Ausnahme voraus: in langen, schmalen, tief in das vereiste Land hineingreifenden Buchten, Meerengen usw. konnten Strandlinien auch während der Phase der größten Vereisung entstehen.

³⁾ Ich drücke mich so aus, um lange Umschreibungen zu vermeiden. Wenn ich von einer Eiszeit spreche, so darf man sich den ganzen Prozeß für alle nacheinander folgenden Eiszeiten wiederholt denken. Die jetzt sichtbaren Strandlinien werden wohl meist aus der postglazialen Zeit herrühren, d. h. aus der Zeit nach der letzten großen Vereisung. Die in den interglazialen Epochen gebildeten Strandlinien wurden wahrscheinlich während der nächstfolgenden Vereisung verwischt.

des Gletschers immer weiter zurückwich, drang das Wasser in die Senkungen ein und bildete die gegenwärtig sichtbaren Strandlinien.

Dieser Satz birgt einen zweiten in sich. Das Weiterbestehen der während der Eiszeit gebildeten Senkungen, obgleich die Erdkruste schon von der Last des Eises befreit war, ist nur unter der Bedingung denkbar, daß man der Erde gewisse spezielle physische Eigenschaften zumutet und zwar nicht diejenigen eines vollkommen elastischen Körpers, der, vom Druck befreit, sofort zur primitiven Konfiguration zurückkehrt, sondern eher die Eigenschaften eines zähflüssigen Körpers, welcher nach bestandener Deformation nur langsam der Gleichgewichtskonfiguration zustrebt. Es scheint, daß dieses Zustreben noch nicht vollständig abgeschlossen ist; denn es unterliegt keinem Zweifel, daß Skandinavien und das ehemals vereiste Gebiet Nordamerikas noch jetzt langsam emporsteigen. Überhaupt darf man sich vorstellen, daß die Deformationen der Erde hinter ihren Ursachen zurückbleiben. So konnte z. B. die Depression unter dem Eise noch weiter wachsen, während im Wachstum der Gletscher schon ein Stillstand eingetreten war. Dabei soll hervorgehoben werden, daß die aus der Hypothese der Isostasie sich ergebende Deformation zugleich die äußerste Grenze bezeichnet, welche von einer reellen Deformation erreicht werden kann. Wenn sich also im § 2 für die Mitte des Gletschers bei isostatischer Deformation eine (relative) Senkung von 628 Meter ergeben hat, so bedeutet dies, daß die Senkung diesen Betrag nur erreichen, aber wohl nicht überschreiten konnte. Freilich kann der numerische Wert der oberen Deformationsgrenze vergrößert werden, falls man die Annahme macht, daß die mittlere Dichte der in der Tiefe isostatisch ausgepreßten Stoffe nicht dreimal so groß ist wie die Dichte des Eises, sondern kleiner.

De Geer¹⁾ vermutet, daß die neue postglaziale Gleichgewichtskonfiguration mit der alten vorglazialen nicht identisch ist; er meint, daß das sich nach den eiszeitlichen Deformationen hebende Land sein altes vorglaziales Niveau nicht erreicht hat und nicht erreichen wird.

§ 3. Wir dürfen jetzt einen Umstand besprechen, der einen Einfluß auf die Deformationen der Eiszeit gewiß ausgeübt hat. Wir meinen die Denudation in zentralen Teilen der vereisten Gebiete und die Akkumulation in peripherischen. Die ersten Gebiete wurden immer mehr und mehr entlastet; aber diese Entlastung hatte keinen wesentlichen

¹⁾ On pleistocene changes of level in eastern N. America. Proceedings of the Boston Soc. of Nat. History. Bd. XXV (1892) S. 459.

Einfluß auf die Tiefe der Senkungen, denn das entlastete und in die Höhe strebende Land wurde gleichzeitig abgetragen. Würde die Adaption zum Gleichgewichte immer momentan geschehen, dann könnten die beiden Prozesse einander beinahe kompensieren. Wahrscheinlich aber blieb die Erhebung hinter ihrer „prima causa“, der Abtragung, zurück, so daß die Tiefe der Depression während der Vergletscherung eher noch etwas zu- als abnahm.

In peripherischen Gebieten mußte das Land unter der wachsenden Last der Ablagerungen allmählich sinken. Diese Senkung konnte höchstens einen der Mächtigkeit der abgelagerten Geschiebe gleichkommenden Betrag erreichen und zwar unter der Bedingung, daß die obere Grenze der Deformation, nämlich die isostatische Deformation, erreicht wurde. Wir sagen „höchstens“, indem die mittlere Dichte der Geschiebe etwas kleiner ist als die mittlere Dichte der Stoffe, welche in der Tiefe seitlich hinausgedrückt werden, folglich eine Säule des ersten Materials höher sein muß, um einer Säule des zweiten die Wage zu halten.

Auf diese Weise konnten im Gebiete der Ablagerung sichtbare Senkungen nicht entstehen; denn während die Unterlage sank, wurde droben neues Material aufgeschüttet. Solche Senkungen konnten nur in benachbarten Gebieten, wo keine oder eine bloß schwache Aufschüttung erfolgte, zu stande kommen. In der Tat: die Gesteine der Erdrinde sind bis zu einem gewissen Grade steif und ein niedergedrücktes Stück derselben kann seine unmittelbare Umgebung mit sich in die Tiefe ziehen.

Es handelt sich jetzt darum, die Tiefe solcher Senkungen zu schätzen. Wahnschaffe¹⁾ gibt eine Liste von 497 Bohrungen in Norddeutschland, Dänemark, Belgien und Holland. Unter denselben befinden sich 105 solche, in denen das Quartär nicht durchbohrt wurde; in den 392 übrigen wurde das Liegende des Quartärs in verschiedenen Tiefen erreicht, die von wenigen Metern bis 200 Meter rangieren, in einer einzigen, in Strasburg (Uckermark), hat man in 204 Meter Tiefe das Liegende des Quartärs noch nicht angetroffen. Das rohe Mittel aus allen 467 Bohrungen ergibt eine Mächtigkeit von 51,7 Meter;²⁾ das wahre Mittel dürfte etwas größer sein. Um den

¹⁾ Die Ursachen der Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. Stuttgart 1901.

²⁾ In Nordamerika ist die Mächtigkeit der Ablagerungen glazialen Ursprungs kleiner als in Norddeutschland.

Vorwurf zu vermeiden, eine unsichere Schätzung im günstigen Sinne ausgedeutet zu haben, werden wir die mittlere Mächtigkeit gleich 70 Meter annehmen.

Man kann die mittlere Dichte der glazialen Ablagerungen auf 2,1, diejenige des Gletschereises auf 0,9 veranschlagen. Das Verhältnis der ersten zur zweiten ist 2,33 und eine Säule Geschiebe von 1 Meter Höhe ist einer Säule Eis von 2,33 Meter Höhe äquivalent. Daraus folgt, daß die Deformationen unter und neben dem Aufschüttungsgebiete dieselben sind wie die Deformationen unter und neben einer Eisdecke von derselben Ausdehnung und Konfiguration, deren Mächtigkeit im Mittel ca. 164 Meter beträgt und stellenweise bis zu einigen hundert Metern, an einer Stelle selbst bis 480 Meter ansteigt. Es ist klar, daß diese Deformationen weit kleiner sein müssen als diejenigen, welche sich unter der Last einer Eisdecke von 978 Meter mittlerer und 2035 Meter maximaler Dicke, wie sie im § 2 betrachtet wurde, gebildet haben. Dazu waren und sind diese Senkungen vom Geschiebe zugeschüttet. Nur hier und da, meist schon außerhalb des eigentlichen Aufschüttungsgebietes, konnten sie zur Bildung von Räumen beitragen, die für das Eindringen des Wassers geeignet waren. Jedenfalls haben sie keine Rolle bei der Bildung hochgelegener Strandlinien gespielt. Auf diese Weise bleibt unser Satz aus dem § 2 bestehen, daß die hohen Strandlinien erst in postglazialer (resp. intraglazialer) Zeit in den nach dem Rückzug des Eises zurückgebliebenen Depressionen entstanden sind.

§ 4. De Geer betrachtet die gegenwärtig sichtbaren Strandlinien wesentlich als Produkt der letzten Vereisung.¹⁾ Nach seiner Karte darf das vom skandinavischen Gletscher während dieser Vereisung in Anspruch genommene Areal (Skandinavien, Ostsee, Ostseeprovinzen, Finnland, ein Teil Deutschlands) auf 1 500 000—2 000 000 qkm geschätzt werden. Die höchsten marinen Spuren haben auf seiner Karte die Höhe 280 Meter. Wir stellen uns nun auf den Boden der Hypothese einer starren elastischen Erde und fragen, welche Mächtigkeit ein Gletscher von 2 Millionen qkm Areal haben mußte, damit die Depression unter demselben eine Maximaltiefe von 280 Meter relativ zum heutigen Meeresniveau erreiche. Eine approximative Rechnung zeigt, daß die mittlere Mächtigkeit des Gletschers mindestens 6220 Meter betragen mußte. Die maximale Mächtigkeit im Zentrum des Gletschers konnte dabei ca. 12 km betragen. Diese Zahlen, die sonst nur gewisse Minima

¹⁾ Om den senkvartära landhöjningarna kring Bottniska viken. Geol. Föreningens i Stockholm Föreläsningar. Bd. 20 (1898) S. 369—393.

darstellen, sind zu groß; sie tragen den Stempel der Unwahrscheinlichkeit an sich. Unwillkürlich drängt sich die Überzeugung auf, daß die Annahmen, auf denen sie fußen, wenigstens teilweise aufgegeben werden müssen.

Es stehen jetzt zwei Wege offen. Man kann entweder die elastische Hypothese beibehalten, indem man gleichzeitig den Starrheitskoeffizienten stark herabsetzt (die Rechnung wurde nämlich mit dem großen im § 2 angewendeten Koeffizienten ausgeführt), oder aber man kann diese Hypothese ganz aufgeben und zur anderen Hypothese übergehen, nämlich zur Hypothese, daß das Innere der Erde oder wenigstens eine mehr oder minder mächtige Schicht unter der oberen Rinde sich wie ein zähflüssiger Stoff verhält. Auf diese Hypothese wurden wir schon im § 2 geführt; es lohnt sich also, dieselbe zu prüfen.

Ein zähflüssiger Stoff kann sich nicht momentan neuen Gleichgewichtsbedingungen anpassen. Mit der Zeit aber erreicht er die Gleichgewichtskonfiguration, so daß seine endgültige vollkommen isostatische Deformation nach den Gesetzen der Hydrostatik zu berechnen ist. Nun findet man aus der Gleichung I des § 1 mit $D = 280$ Meter und $\rho_i = 3 \rho_e$, daß

$$d = 840 \text{ Meter wird.}$$

Dies bedeutet, daß die maximale Mächtigkeit des Gletschers, welcher eine Depression (relativ zum gegenwärtigen Meeresniveau) von 280 Meter erzeugt, 840 Meter nicht zu überschreiten braucht. Selbst, wenn man $\rho_i = 5\rho_e$ setzt, was kaum wahrscheinlich ist, erhält man erst $d = 1400$ Meter. Während im ersten Falle die Mächtigkeit des Eises zu groß ausgefallen war, fällt sie in diesem zu klein aus. Wir besitzen zwar keine Anhaltspunkte, um die Mächtigkeit der eiszeitlichen Inland-eismassen richtig zu beurteilen; selbst vom jetzt existierenden grönländischen Gletscher ist nur bekannt, daß seine Oberfläche bis 3000 Meter ansteigt, ohne daß wir wissen, wie tief darunter sich die Landoberfläche befindet; doch scheint eine Maximaldicke von 840, ja selbst von 1400 Meter für ein 2 Millionen qkm bedeckendes Inlandeis jedenfalls zu klein.¹⁾

Indes darf man nicht glauben, daß die Hypothese einer zähflüssigen Schicht sich ebenfalls als unhaltbar erwiesen hat: sie gibt im

1) Man darf keinen Gegensatz zwischen dieser Äußerung und gewissen Annahmen des § 2 erblicken. Dort handelte es sich hauptsächlich um den Beweis, daß hohe Strandlinien während der Vereisung nicht gebildet werden konnten. Dementsprechend wurden die Annahmen variiert, um zu zeigen, welche Faktoren von Einfluß sind und welche nicht.

Gegenteil eine ungezwungene Erklärung des scheinbaren Widerspruches. Es wurde schon früher hervorgehoben, daß marine Strandlinien erst während der postglazialen Zeit gebildet werden konnten, als das Eis sich schon zurückzog und das von der Last des Eises anfangs teilweise, dann ganz befreite Land sich schon im Hebungsstadium befand. Wie weit das Emporsteigen schon fortgeschritten war, als das Meer die mit 280 Meter kotierte Strandlinie bildete, wie hoch das damalige Meeresniveau relativ zum heutigen stand, das wissen wir nicht; so viel aber ist sicher, daß das Land sich schon über seinem tiefsten Stand befand und der Meeresspiegel seinen heutigen Stand kaum erreicht hatte: es ist ja sehr wohl möglich, daß ein Teil des Meerwassers noch in den zusammenschrumpfenden Gletschern gebunden war. Diese und verschiedene andere naheliegende Gründe sprechen dafür, daß die 280 Meter nicht den ganzen maximalen Betrag der Depression im Momente ihrer größten Entwicklung, sondern eine viel kleinere Größe darstellen. Auf diese Weise bildet das soeben angeführte Rechenexempel kein Argument gegen die Hypothese einer zähflüssigen Schicht; im Gegenteil, im Vereine mit den im § 2 gefundenen Resultaten zeigt es, daß diese Hypothese sich zur Erklärung eiszeitlicher Deformationen besser eignet als die Hypothese einer starren elastischen Erde.

Es wäre noch wünschenswert, den Einfluß der zwischen dem Eise und der zähflüssigen Schicht liegenden Rinde etwas näher zu untersuchen. Diese Untersuchung muß aber vorderhand unterlassen werden.

§ 5. Die eigentliche Natur der zähflüssigen Schicht kann auf zweierlei Art erklärt werden. Man kann sich erstens vorstellen, daß es sich um eine wirkliche Zähflüssigkeit handelt, wie z. B. ein dicker Syrup oder eine dickflüssige Lava sie besitzt. Man kann zweitens annehmen, daß die Zähflüssigkeit nur scheinbar ist wie beim Gletschereis. Hier speziell könnte man an ähnliche Vorgänge denken wie diejenigen, die in Faltengebirgen öfters vorkommen. In solchen Gebirgen kann man sehr oft beobachten, daß starre, steife Gesteinsarten gebogen, gekrümmt, ausgewalzt, mit einem Worte wie weiches Wachs deformiert sind. Unter dem Mikroskop erscheinen diese Gesteinsarten von zahlreichen sehr feinen Sprüngen durchsetzt. Offenbar haben wir es hier mit keiner echten Zähflüssigkeit zu tun: die Felsart war und blieb starr und steif; sie wurde aber während der Deformation in kleine Bruchstücke zerbrochen, welche nachher umgelagert und unter Druck mit Hilfe hydrochemischer Prozesse wieder zusammengekittet wurden. Dieser Vorgang konnte mehrere Mal wiederholt werden; immer aber erheischte er eine Kraft, groß genug, um die momentane Elastizitäts-

grenze der Felsart zu überwinden. Eine 1000 Meter dicke Schicht Eis erzeugt einen Druck von ca. 90 Atmosphären; selbst bei 5 km Eis erhält man erst einen Druck von 450 Atmosphären. Indessen können viele Gesteine einen weit größeren Druck ertragen. Man sieht also keine Notwendigkeit dafür, daß die Gesteine unter dem Inlandeise überall in kleine Stücke zerspringen, sich umlagern, seitlich abfließen usw. Es ist zwar bekannt, daß auch ein kleiner Druck ¹⁾ ein Bersten hervorrufen kann, wenn der betreffende Stoff sich bereits im gespannten Zustande befindet; es entsteht aber sofort die Frage, ob eine entsprechende Spannung immer da war, um zur gewünschten Deformation zu verhelfen. Man kann also nicht leugnen, daß obwohl die letzte Hypothese (scheinbare Zähflüssigkeit) nicht ausgeschlossen werden darf, doch die erste (echte Zähflüssigkeit) sich viel ungezwungener den Forderungen der Isostasie anpaßt.

Krakau, im April 1906.

The Motion of the Nisqually Glacier, Mt. Rainier, U. S. A.

By **Joseph N. Le Conte** of the University of California, U. S. A.

Mt. Rainier is an extinct volcanic cone situated in the western part of the State of Washington. Its highest point as determined by the United States Geological Survey is in Lat. $46^{\circ} 51' N.$, and Long. $121^{\circ} 45.5' W.$, and its altitude according to the latest barometric measurements is about 4400 m. The mountain rises in the midst of a heavily timbered region on the western slope of the Cascade Range. This region does not average over 1200 m above sea level, so that the mountain rises as a great isolated mass visible for many miles.

The humid climate of this portion of the continent gives rise to an enormous rainfall along the coast, most of which falls between November and May. Above the level of 1800 m almost the whole of this is in the form of snow. A system of glaciers is thus formed on Mt. Rainier, which has a common and continuous névé mass around the

¹⁾ Es hängt auch viel davon ab, ob der Druck in allen Richtungen gleichmäßig wie der hydrostatische Druck oder aber in verschiedenen Richtungen verschieden wirkt. Allgemein verbreitet ist die Ansicht, daß ein hydrostatischer Druck überhaupt kein Bersten verursachen kann.

crater extending down the slopes for a distance of about a mile. Below this the névé masses become separated by thin rocky spurs, and finally consolidate into a very perfect series of eleven radiating ice streams, having a striking resemblance on a map to the rays of a star fish. The circle which includes the ends of these glaciers at the present time is about ten miles (16 km) in diameter.

During the summer of 1905, the writer, as a member of the Sierra Club's Outing to Paradise Park, on the southern slopes of this mountain, had the opportunity of making a few measurements of the motion of the Nisqually Glacier during the month of July. The position of the end of the glacier was determined, and other of its characteristics noted, in the hope that future observers may be able to determine the changes that take place as time goes on.

The Nisqually Glacier takes its rise on the southern rim of the crater, and for the first three miles of its course has a direct southerly trend. The eastern side of its trough is formed by a high conspicuous mass of rock known as Gibraltar, and the western side by a relatively low rocky spur separating it from the next large glacier in that direction, the Kautz. Within the first three miles the névé stream makes a total descent of about 2500 m, and the surface is broken by enormous ice falls and faults. The average slope in this part is about 30° , and the average width including its western tributary, the Stevens Glacier, may be taken as a mile and a quarter. At the end of this steep descent, the grade decreases to about 10° , and the ice here forms a great cravassed field into which the Stevens Glacier falls over a sheer cliff about 90 m high. A little further the ice becomes fairly consolidated and turns toward the south-west, maintaining this trend throughout the rest of its course. A mile below the junction of the Stevens, the glacier passes over an ice fall, descending perhaps 150 m in a quarter of a mile. The surface is here cut by large transverse crevasses into an almost impassable mass of seracs. Below the ice fall the stream again consolidates into a beautifully smooth glassy surface, with only small fractures a few feet in width. The slope of this part for over a mile is about 11° . Marginal crevasses now begin to show in a marked degree, and these become larger and larger through lateral melting as the snout is approached. The ice ends abruptly in a very steep slope at an altitude of about 1200 metres.

The eastern side of the glacier is strewn with rock and sand for a breadth of from 100 to 200 m. The spur of rock between the main stream and the Stevens glacier gives rise to a very perfect



Figure 1.
Head of the Nisqually, showing the first 8000 feet of vertical descent.

medial moraine about one third the glacier's width from its western edge. A high bluff of lava just below the junction of the Stevens furnishes material for a heavy lateral moraine on the western side also, leaving but a narrow strip of clear ice between it and the medial moraine. The medial moraine in the upper reaches of the glacier is a



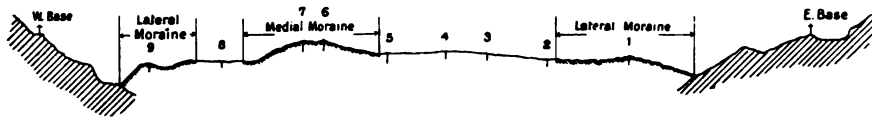
Figure 2.

Mount Rainier and the Nisqually glacier.

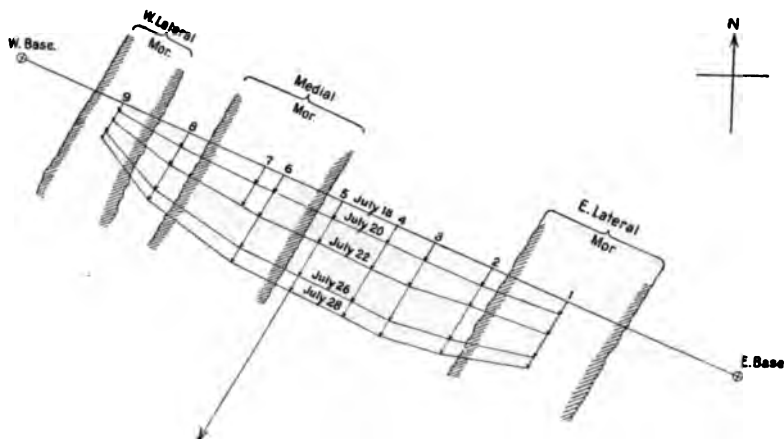
mere train of debris on the surface. Lower down it forms a ridge, and about 300 meters back from the snout this ridge is over 25 meters high. Nowhere, however, does the skin of debris average more than from 15 to 30 centimeters in thickness, the core of the ridge being clear ice, which is protected from more rapid melting by the covering.

The motion of the glacier was measured accurately at a point about 900 meters from the snout. Here the surface was smooth and free from crevasses, and the sides of the stream sensibly parallel. A white stake about five centimeters square was set in a pile of rocks on top

of one of the ancient border moraines on the east side, 90 meters from the eastern edge of the glacier and about 15 meters above its surface. This will, for convenience, be called the East Base. A second stake, the West Base, was set on the opposite bank on a ledge of granite about the same height above the surface. These stakes were intervisible, and the distance between them as determined by triangulation was 592.5 m. A transit instrument was set over the East Base, sighted on the western one, and a line run across the glacier. Holes



Figur 3. Profile of Base Line (1:5700).



Figur 4. Plan of Base Line (1:5700).

Scale of Glaciers Motion = 20 times scale of Distances.

were bored in the ice 36 cm deep along this line and their positions determined by sighting with the transit on stakes held in the holes. Small piles of stones nearly made it possible to find them easily. The surface melting made the holes grow shallower, and they were deepened every two days. Their diameters also increased slightly, but the circular form was perfectly preserved, enabling a measurement to be made to the center of the hole with an accuracy of two or three hundredths of a foot. The distances to the holes were measured with a hundredfoot steel tape. Hole no. 1 was in the middle of the west lateral moraine, which is here 100 m (320 feet) wide. Nos. 2, 3, 4 and 5 were in the clean white ice of the main stream. No. 6 was in the top of

the medial moraine, and no. 7 a short distance west of it; but this hole was lost soon after the measurements were begun. No. 8 was in the narrow strip of ice west of the medial moraine, and no. 9 near the edge of the western lateral moraine. These positions of the holes may not be the best, but they were in general necessary for clear seeing from the transit stations. Holes nos. 1—6 were observed from the East Base, and the others from the West Base. The base line was not exactly at right angles to the axis of the glacier, but measurements were made at right angles to the base line, and a very slight correction was made to obtain the true velocity, which is assumed to be parallel to the sides; the sides have a very gentle curvature for a mile above the section measured. The slope of the glacier midway between stakes 3 and 4 was 11° , and the distance from the line to the snout was 900 m (2950 feet). The results are collected in the table and are shown graphically in the figures. All measurements of motion were made at about 10 a. m. and the daily motions given are for 24 hours. The measurement on hole no. 2, made July 22nd appears to be an error.

Motion of ice of Nisqually Glacier, July 1905.

Holes	Distance of holes in meters from		Daily Motion in centimeters				
	eastern side of glacier	western side of glacier	July 18 to	July 20 to	July 22 to	July 26 to	July 18 to
			July 20	July 22	July 26	July 28	July 28
1	48.8		28.7	45.2	25.6	23.9	30.0
2	111.2		39.6	43.9?	37.8	32.3	38.3
3	157.9		40.1	55.6	38.4	33.3	41.2
4	189.9		39.6	56.9	35.6	33.8	40.1
5	234.7		38.1	53.6	36.8	32.5	39.6
6	284.4	155.4	38.1	55.1	34.5	31.8	38.6
7		140.2	38.1	48.3			
8		77.4	31.5	39.9	25.9	26.4	30.0
9		22.9	17.5	20.1	12.7	14.5	15.5

Total width of glacier, 439.8 m.

July 18—20, Weather, fair but cool.

July 20—22, „ warm, dry wind.

July 22—26, „ fair changing to cloudy.

July 26—28, „ cloudy and rainy.

The more rapid movement of the center is evident. It also appears that the eastern part of the section moves more rapidly than the western part, and that the point of maximum velocity is in the neighborhood of hole no. 3. This is due to the fact that the glacier is not perfectly straight, but is sweeping around a gentle curve with the convex side to the east. A marked variation of velocity occurs between the different periods, which seems to be caused by changes in the rate of melting due to changes in the weather. The weather had been cold and stormy previous to July 17. On that day it cleared off, and a reconnaissance of the glacier was made. The holes were bored on the 18th, and between that date and the 20th, when the first measurement was made, the weather continued fine though cool. Professor A. G. McAdie of the United States Weather Bureau noted a mean temperature of 12.8° C. on the glacier during the day of the 18th, and the following day was a trifle warmer. The 20th and 21st were warm clear days, with the temperature on the glacier averaging $21-24^{\circ}$ C. and with a strong wind blowing from the north. From the 22nd to the 26th the days were cold and clear averaging 15.6° C., while from the 26th to 28th the weather was stormy with rain much of the time.

In order to ascertain whether or not the upper portions of the glacier moved at a more rapid rate, a sight was taken July 22nd on a large boulder in the middle of the glacier at the foot of the ice fall, and about a half mile above the base line. It was sighted again on July 28th, at about the same time of day, and was found to have moved about nine feet (2.7 m). This gives a mean motion of about 46 cm (18 inches) per day during this period, but the method is not susceptible of much accuracy.

A rough minimum measure of the amount of surface melting of the glacier can be obtained from the changes in the depth of the holes. The depth of each hole was measured when it was first bored and whenever deepened; the lateral melting was small and it is probable therefore that the melting at the bottom was also small. As there was no freezing during the observations, the surface melting could not have been less than the diminution in the depth of the holes. This was so irregular as to show no general law, except a distinct increase on the two hot days before mentioned. The mean rate of surface melting and evaporation thus obtained by 28 measurements on all parts of the line was 11 cm ($4\frac{1}{3}$ inches) per day which is probably not far from the true value.

On July 27th a monument was built on a granite ledge near the old trail between Paradise Park and Longmire's Springs, and directly opposite the glacier's snout. The monument was about ten feet to the left and above the trail. The bearing from this point to the end of the glaciers was about N. $80^{\circ} 30'$ W. magnetic. The angle included between the end of the glacier and the right hand edge of Gibraltar Rock was $70^{\circ} 53'$, and between the end of the glacier and the summit of Tumtum Mount, $54^{\circ} 0'$. It is hoped that this will help future observers to determine something positive concerning the retreat of the glacier's snout.

The writer desires to express his thanks to Mr. Jas. Hutchinson, and other members of the Sierra Club, without whose aid the measurements could not have been made.

Die Störungen der Kreide und des Diluviums auf Jasmund und Arkona (Rügen).

Von E. Philipp in Berlin.

(Hierzu Tafel II—V.)

(Schluß.)

Arkona. Mit den tektonischen Verhältnissen von Arkona hat sich bereits Johnstrup beschäftigt; nach ihm bildet „der ganze halbzirkelförmige Kreidefelsen, worauf Arkona lag, eine einzige, zusammenhängende Kreidepartie.“ „An dem gegen N am meisten vorgeschobenen Punkte ist diese von einer anderen Kreidemasse überlagert, unter deren gegen S hinauflangenden dünnen Zipfel ein keilförmiger Schlund, mit Glacialgebilden ausgefüllt, gebildet ist.“ Figur 9 Tafel XII seines Aufsatzes gibt weiteren Aufschluß über diesen nach NO einfallende Überschiebung der Kreide auf Diluvium.

R. Credner (21, S. 448) glaubt 4—5 NW—SO streichende Schollen erkennen zu können, die, durch Diluvialmassen voneinander getrennt, den Landvorsprung von Arkona ausmachen. Von ihnen besitzt die Hauptscholle zwischen der Nordspitze (Gell-Ort) und der Pegelstation ein der Küste ziemlich parallelgerichtetes Streichen und eine landeinwärts geneigte Schichtenlage.

Meine Beobachtungen führen mich dazu, der Auffassung von J o h n s t r u p im Gegensatz zu der von R. C r e d n e r Recht geben zu müssen. Zunächst kann ich, wie der dänische Forscher, bei Arkona nur zwei Kreideschollen erkennen; die kleinen isolierten Vorkommen, wie ein solches z. B. am Steilufer unter den Klüsser Bergen nördlich von dem Dorfe Vitt aufgeschlossen ist, sehe ich als Einschlüsse im Diluvium an, wie die Scholle von Dwasieden; sie haben mit der Tektonik von Arkona nichts zu tun.

Die Kreidescholle A, die die Jaromarsburg trägt, streicht ungefähr der Küste parallel NNW, wie die fast horizontalen Feuersteinbänder und die ebenso verlaufende Auflagerungsfläche von unterem Diluvium auf Kreide erkennen lassen. Im übrigen bildet diese Scholle, wie man besonders am Ankerplatze der Dampfboote beobachten kann, ein Gewölbe, auf dessen Scheitel unteres Diluvium fehlt, das sich aber auf den Flanken konkordant mit der Kreide einfindet (Taf. III, Fig. 2). Diskordant wird jedoch dieses Gewölbe von ganz flach gelagertem Oberdiluvium überlagert. Nach Süden zu schließt sich eine flache Mulde an, auf deren Südseite die Kreide wieder oberen Geschiebemergel zu berühren scheint. Es macht aber auch den Eindruck, als ob die Kreide hier von Diluvium unterlagert wird; doch läßt sich genaueres zur Zeit nicht erkennen, da der Abhang übrerrutscht und mit Gras überwachsen ist. Möglicherweise ist dies die Stelle, von der J o h n s t r u p (7, S. 578) eine Unterlagerung der Kreide durch Diluvium angibt, die sehr starke Abbrüche der Kreidepartie zur Folge gehabt hat.

An das südliche Ende der Kreideschichten der Jaromarsburg schließt sich weiter nach Süden ein Gebiet von auffallend mächtigem, kreuzgeschichtetem „interglacialem“ Sand an, der zuweilen gefältelt ist. Er stößt im Süden steil an einer Wand von typischem, blaugrauen, unteren Geschiebemergel ab, der in seiner Mitte einen Kreidekern enthält.

Wenn wir nun nach Norden zurückwandern, so finden wir nordöstlich von der Jaromarsburg, unmittelbar unter der Signalstation, äußerst interessante Verhältnisse. Die Kreide der nördlichen Scholle B liegt hier auf einer flach nach NNO—NO geneigten Fläche dem Diluvium der Scholle A auf, wie dies schon J o h n s t r u p (Taf. XII, Fig. 9) beobachtet hat¹⁾. Unmittelbar an ihrem Ausstreichen ist die Dislokation übrerrutscht, etwas weiter

¹⁾ Auch durch Bohrungen ist die Überschiebung von Kreide auf Diluvium mehrfach nachgewiesen worden. Vergl. D e e c k e 31, II, S. 3.

nach N und abwärts aber schön aufgeschlossen (Taf. III, Fig. 3). Wie schon Johnstrup angibt, lagern hier unter der Kreide gefältete Bänder-tone. Etwas weiter abwärts am Abhange nimmt man das folgende Profil, in der Reihenfolge von oben nach unten, wahr:

4. Kreide.
3. Unterer Geschiebemergel, blaugrau, in braun übergehend, 50 cm.
2. Geröllschicht mit ziemlich wenig Feuerstein, ca. 20 cm.
1. Kreuzgeschichtete Sande, Mächtigkeit nicht meßbar.

Eine ähnliche Schichtenfolge beobachtete bereits J o h n s t r u p ; nur konnte er weiter abwärts noch ein tiefstes Glied des Diluviums, bestehend aus einer Kreide-Ton-Breccie beobachten, das heute nicht mehr aufgeschlossen zu sein scheint. J o h n s t r u p gibt für das Diluvium im Liegenden der Kreide eine sehr steile Lagerung (85°) an. Nach meiner Schätzung sind die Schichten, von sekundären Faltungen abgesehen, der hangenden Kreidescholle konkordant, also mäßig flach gelagert. Möglicherweise hat aber der dänische Autor vor über 30 Jahren lokal geschleppte Schichtenköpfe gesehen, die heute nicht mehr vorhanden sind.

Ich neige dazu, in den Schichten 1—3 unteres Diluvium, speziell in 1 und 2 die Sande *ds* zu sehen, während ich in den Bändertonen, die deutlich blaugrauen Geschiebemergel überlagern, ein tiefstes Glied des „Interglacial“ erblicken möchte.

Die Auflagerungsfläche von Kreide auf Diluvium verläuft von der Höhe des Plateaus schief über den Abhang nach dem Strande zu; bevor sie aber diesen in der Nähe des Flutmessers erreicht, biegt sie in spitzem Winkel nach Osten um, so daß der unterste Teil des Diluviums eine nach SO geöffnete Kreidemulde ausfüllt.

Kreidebrüche im Inneren von Jasmund. Für die Beurteilung der diluvialen Störungen kommen weitaus in erster Linie die Profile der Steilküsten in Betracht. Die zahlreichen künstlichen Aufschlüsse, die die hochentwickelte Kreideindustrie im Inneren von Jasmund geschaffen hat, stehen erst in zweiter Reihe, einmal, weil sie selten so tief hinabreichen, wie die natürlichen Profile der Kreideküsten und zweitens, weil sie selbstverständlich den Diluvial-Einlagerungen nach Möglichkeit aus dem Wege gehen. Immerhin ergänzen die Aufschlüsse der Kreidebrüche die natürlichen in willkommener Weise und sind besonders für die Frage des Zusammenhanges zwischen Oberflächengestaltung und Tektonik von Wichtigkeit. Es muß übrigens hier bemerkt werden, daß fast nur die 22 augenblicklich in Betrieb befindlichen Brüche in Frage

kommen; die weniger zahlreichen aufgelassenen bieten meist nichts mehr, da Kreide und Diluvium sehr rasch verstürzen.

In sämtlichen Brüchen besitzt die Kreide nicht mehr ihre ursprüngliche flache Lagerung, sondern ist mehr oder minder steil aufgerichtet, zuweilen auch gefaltet. Sehr steil gestellt ist sie z. B. in dem Bruche am Nordostausgange von Hagen, ebenso am Cassaberge bei Sehlitz; flach liegt sie hingegen in den Brüchen von Hertha. Auf die besonderen Verhältnisse in den beiden v. Hansemannschen Brüchen am Lenzberge bei Crampas komme ich noch zurück.

Die Bedeckung der Kreide durch Diluvium ist in den Brüchen sehr verschiedenartig. Sehr häufig liegt in einem Teile des Bruches die Kreide unmittelbar an der Oberfläche, während in anderen Teilen ein mehr oder minder mächtiges Diluvium abgeräumt werden muß. Nur wenige Brüche gewinnen die Kreide ganz ohne Abraum, wie dies z. B. auch am Tyswin-Berge bei Nardevitz und in den Hügeln südöstlich von Wittenfelde möglich wäre, wo Kreide unmittelbar an der Erdoberfläche ansteht.

Nach den bisherigen Darstellungen sollte man annehmen, daß der Abraum der Kreidebrüche ausnahmslos dem oberen Diluvium angehört; jedoch ist dies keineswegs der Fall. Vielfach liegt auch Unterdiluvium in größerer oder geringerer Mächtigkeit auf der Kreide, das sich durch seine Lagerung und Beschaffenheit meist nicht schwer von Oberdiluvium unterscheiden läßt.

Wenn brauner Geschiebemergel mit ziemlich viel Feuersteinen in starker Diskordanz aufgerichtete Kreide überlagert, so kann man sicher sein, Oberdiluvium vor sich zu haben; wenn hingegen ein feuersteinarmer Geschiebemergel mit deutlicher Sandeinlagerung völlig konkordant auf Kreide liegt, so hat man es zweifellos mit Unterdiluvium zu tun.

Ein schönes Beispiel für die Überlagerung der Kreide durch Unterdiluvium bietet der Kreidebruch am Südeingange des Dorfes Wittenfelde (Taf. IV, Fig. 3). In der Nordostwand liegt die Kreide ohne Diluvialbedeckung; ihre Schichten werden von der Oberfläche des Hügels scharf und diskordant durchschnitten. Anders in der Südostwand, wo ziemlich mächtiges Diluvium auf der Kreide liegt; die Auflagerung ist konkordant, die Grenzfläche beider Schichtensysteme aber eigentümlich höckerig, was hauptsächlich dadurch hervorgerufen wird, daß große Diluvialgeschiebe in die Kreide eingepreßt sind. Das Dilu-

vium im Hangenden der Kreide läßt folgende Gliederung erkennen (von unten nach oben):

1. Kreide, darauf konkordant
2. Unterer Geschiebemergel, dunkel graubraun, mit sehr großen schön geschliffenen, auch Facetten-, Geschieben, ca. 70 cm.
3. Gelb und rot gestreifte feinkörnige Sande, Mergelsande und Tonbänder, sehr deutlich geschichtet, 1 m 20 cm.
4. Graubraune, geschiebearme bis geschiebefreie Tone, ca. $3\frac{1}{2}$ m.
5. Feingeschichtete Sande.
6. Geschiebemergel, verstürzt.

Man wird wohl in 2 dm_2 , in 3 bis 5 ds , in 6 dm_1 zu sehen haben. In dem Schichtenkomplex 3 konnte das Streichen mit N 75° W ermittelt werden.

Auch in dem Kreidebruche am Bonerberge bei Promoisel sind interessante Verhältnisse zu beobachten; hier ist in der Südostwand durch einen tiefen Hohlweg ein schönes Profil aufgeschlossen, das folgendes erkennen läßt (von unten nach oben):

1. Kreide, darüber konkordant
2. Graubrauner Geschiebemergel mit Bändern und Schmitzen von Mergelsanden, 5 m. Die untersten 4 m sind ziemlich mager, der oberste 1 m hingegen stark tonig.
3. Schotterlage, ca. 10 cm.
4. Feiner, gutgeschichteter, glimmerreicher Mergelsand, 25 cm.
5. Bank von ungeschichtetem, sandigen Tonmergel, 30 cm.
6. Mergelsande, Tonbänkchen, lockere, feinkörnige, kreuzgeschichtete Sande, ca. 2 m.

Streichende Überschiebung.

7. Geschiebemergel, 2 entsprechend.
8. Lose Sande, Tonmergel etc., 3 bis 6 entsprechend.

Die Schichten 1 bis 6 streichen N 20—30 O und fallen etwa mit 60° nach SO ein; auf sie sind durch eine unter 70° fallende Überschiebung die flacher gelagerten, nämlich nur etwa 30° fallenden Schichten 7 und 8 aufgeschoben. Die Länge des ganzen Profils beträgt 45 Schritte. Auffällig ist besonders der Geschiebemergel 2 bzw. 7, der sehr reich an Feuerstein ist und darum für oberdiluvial angesehen werden könnte. Jedoch spricht dagegen die konkordante Auflagerung auf Kreide, seine Bedeckung durch Sande, in denen man zweifellos ds zu sehen hat und seine steile Lage.

Ich habe sämtliche Jasmunder Kreidebrüche, meist mehrfach, untersucht; es lohnt sich aber nicht, meine Notizen ausführlich wiederzugeben, da die Lagerungsverhältnisse meist recht einfach sind und sich vielfach wiederholen. Ich will nur einige Lokalitäten hier erwähnen, die ein besonderes Interesse beanspruchen dürfen.

Küsters Bruch in Saßnitz. Dieser interessante Aufschluß wurde in Geologenkreisen zuerst durch Struckmann bekannt, der in den unterdiluvialen Sanden *ds* eine seither nicht wieder gefundene Süßwasser- und Meeres-Molluskenfauna nachwies.

Die Schichten, in denen Struckmann seine Fossilreste fand, sind auch heute noch am Eingange in den Küster'schen Bruch zu sehen und waren im Sommer 1905 leidlich gut aufgeschlossen. Ihre Lagerung gibt das Profil, das Wahnschaffe (9, S. 594) im Jahre 1882 aufgenommen hat, durchaus richtig wieder. Aus den Angaben beider Forscher sowie meinen eigenen Beobachtungen geht hervor, daß die fossilführenden Schichten den unterdiluvialen Sanden *ds* angehören, nicht „interglacialen“ Sanden, wie Deecke (25, S. 26) angibt.

Von dem alten Bruche, in dem dieses Diluvium ansteht, führte nach dem neuen Bruche, der später 80 m weiter nordöstlich angelegt wurde, ein Tunnel, der Wahnschaffe Gelegenheit gab, die Beziehungen zwischen Kreide und Unterdiluvium im alten Bruche festzustellen und eine interessante Dislokationsspalte zu beobachten. Heute sind die beiden Brüche untereinander vereinigt und von der Dislokation, die Wahnschaffe eine Verwerfung nennt, die aber ebensogut eine Überschiebung sein kann, ist nichts mehr zu sehen. Dagegen schaltet sich auf der NW-Seite des Bruches, wo Kreide unmittelbar an der Oberfläche ansteht, den süd- oder südwestfallenden Kreideschichten konkordant ein nach unten auskeilender Diluvialzipfel ein, der augenscheinlich aus oxydiertem unteren Geschiebemergel besteht. Noch interessantere Verhältnisse kann man im hinteren Teile des Bruches an der Südostseite beobachten; hier liegen in der etwa gleichsinnig mit der Bruchwand streichenden Kreide und von dieser rings umschlossen zwei langgestreckte Sandschmitzen, die auffallenderweise keine mechanischen Insulte verraten und ihre feine Schichtung beibehielten; wahrscheinlich handelt es sich um „interglaciale“ Sande. Diese konkordanten Einlagerungen von Diluvium in Kreide stellen ein Gegenstück zu den langgestreckten Kreideschollen dar, die, wie z. B. die am Swentekahs, gewissermaßen als normales Schichtenglied mitten im Diluvium auftreten.

Die v. Hansemann'schen Brüche am Lenzberge bei Crampas. Die beiden Brüche oder vielleicht besser

gesagt der Doppelbruch, der den Südfuß des Lenzberges, des äußersten Ausläufers der Crampasser Berge anschneidet, enthüllt außerordentlich merkwürdige Verhältnisse.

Die Längsrichtung des kleineren Bruches ist ONO. Auf der Hinterwand verlaufen die Feuersteinbänder annähernd horizontal; die Kreide streicht also nahezu NNW und fällt mit etwa 40° nach ONO unter die Abhänge des Lenzberges ein.

Am Eingange in den kleineren Bruch, gegenüber dem Aufseherhause, beobachtet man ein sehr merkwürdiges Profil. Man sieht, wie die Kreideschichten, die die ganze NW-Wand des Bruches zusammensetzen, hier ein Gewölbe bilden. Darunter tritt aber, rings von Diluvium umschlossen, chokoladenbrauner unterer Geschiebemergel auf, der seitlich in ein Gemenge von Kreide und Geschiebemergel übergeht. Den Kern dieses Gewölbes aber bilden Sande, die augenscheinlich mit den unterdiluvialen Sanden *ds* zu parallelisieren sind.

Die ONO- oder hintere Wand des kleineren Bruches bedeckt dreiteiliges Unterdiluvium, das hier zusammen mit der Kreide, der es völlig konkordant auflagert, eine sekundäre Kniefalte bildet, deren Achse etwa ONO, also senkrecht zum allgemeinen Streichen zu verlaufen scheint.

Den eigenartigen geologischen Bildern, die der kleinere Bruch bietet, stellen sich die des größeren würdig zur Seite, dessen Längserstreckung senkrecht zu der des kleineren läuft.

Den Winkel zwischen beiden Brüchen scheint eine von Diluvium erfüllte Mulde zu bilden; es folgt dann auf der ONO-Seite aufgeschlossen ein ziemlich flacher Sattel und eine ebenfalls flache Mulde, die insbesondere auf der Hinterseite des Bruches zu beobachten ist und bereits von B a l t z e r (23, S. 558, Fig. 2) und B o n n e y und H i l l (26, 1898, S. 315, Fig. 3; 27, 1901, S. 17, Fig. 11) dargestellt worden ist. Diese Mulde ist von dreiteiligem Unterdiluvium ausgefüllt, über dem stellenweise noch eine Kreidescholle sichtbar ist; darüber liegt Oberdiluvium, das aber zur Zeit meines Besuches stark verrutscht war.

Der weitere Abbau hat hier eine Komplikation enthüllt, die B a l t z e r noch nicht bekannt war und auf B o n n e y und H i l l s zweiter Figur erst (bei e) angedeutet ist. Das Diluvium der Mulde entsendet nämlich in die Kreide auf seiner Westseite eine lange, sich ganz allmählich zuspitzende Zunge, die im wesentlichen aus unterem Geschiebemergel zu bestehen scheint (Taf. V, Fig. 2).

An der NW-Ecke des Bruches biegt die Kreide, die das Diluvium der Mulde flach unterlagert hat, plötzlich im spitzen Winkel um, liegt

also invers; dies ist bereits von Baltzer, Bonney und Hill beobachtet worden. Was sie aber nicht sahen und auch vor einigen Jahren noch nicht sehen konnten, ist, daß das untere Diluvium diese Umkipfung ebenfalls mitmacht und daher unter die Kreide einfällt. Die Grenze der beiden Formationen verläuft annähernd der Längserstreckung des Bruches parallel, d. h. NNW; das Einfallen ist 60—70° nach ONO. Die Grenzlinie ist wellig gebogen, so daß eine ebene Fläche bald noch Kreide, bald bereits Diluvium anschneidet.

Im Frühjahr 1905 bot sich hier ein sehr eigenartiges Bild. Die Grenze von Kreide und Diluvium war in den oberen Teilen des Bruches noch nicht angeschlagen, wohl aber nahe seiner Sohle bereits entblößt; hier schaute der in diesem Falle sehr dunkle untere Geschiebemergel als Fenster aus einem Rahmen von Kreide heraus.

Bruch am Jägerhof bei Hagen. Außer den Brüchen bei Crampas-Saßnitz verdient auch noch der erst vor kurzer Zeit eröffnete Bruch halbwegs zwischen dem Dorfe Hagen und dem Gehöfte Groß-Poissow besondere Erwähnung.

Die Längserstreckung des zur Zeit noch flachen Bruches ist NW—SO. In der NO-Wand beobachtete man im Sommer 1905 einen sehr merkwürdigen Schmitz von unterem Geschiebemergel, der sich mit einer mittleren Breite von 30—40 cm 11 m weit in nahezu horizontaler Lage in die Kreide hineinzog. 1 m 20 cm tiefer gewahrt man auf der NO-Wand unter diesem Schmitz eine zweite Einlagerung von Diluvium, die an dieser Stelle aus kreuzgeschichteten, groben Sanden, anderwärts aus Kiesen und Schotterlagen besteht. Sie hebt sich im NW-Teile des Bruches weiter heraus und hier bemerkt man, daß sie wiederum von Kreide unterlagert wird. Die Mächtigkeit der zweiten Einlagerung, deren Länge seinerzeit noch nicht genau zu bestimmen war, beträgt 40—50 cm; ihr Material erinnert am meisten an „Interglacial“. Zu bemerken ist, daß beide Einlagerungen im allgemeinen in westlicher Richtung zu Tage treten, in östlicher dagegen auskeilen.

Charakter und Entstehungsweise der Dislokationen auf Jasmund und Arkona.

So mannigfaltig auch die glacialen Dislokationen der Kreide und des Diluviums im einzelnen sein mögen, ein Typus ist unter allen weitaus der häufigste und wichtigste: Die Überschiebung. Es ist dies eine Tatsache, die bereits Johnstrup bekannt war und an der J. Geikie festgehalten hat, die aber von den übrigen Autoren,

die über Rügen publiziert haben, merkwürdigerweise gar nicht oder nicht in ihrer vollen Bedeutung anerkannt wird. Trotzdem sind von den 21 Dislokationen, in denen längs der Küstenstrecke Saßnitz-Kollicker Ort Diluvium den Zusammenhang der Kreide unterbricht, nicht weniger als 15 als Überschiebungen zu deuten. In allen diesen Fällen ist die Forderung der Überschiebung erfüllt, daß nämlich an einer geneigten Dislokationsfläche das Hangende, in diesem Falle die Kreide, älter ist als das Liegende, das Diluvium, also auf dieses heraufgeschoben sein muß.

Wenn die große Mehrzahl der Autoren in diesen Dislokationen keine Überschiebungen sah, so hatte dies hauptsächlich darin seinen Grund, daß man eine wirkliche Überlagerung des Diluviums durch Kreide nicht anerkennen wollte. So führt z. B. Hermann Credner (16, S. 367) aus, daß tatsächlich Diluvium nirgends unter Kreide einfallt; es liege vielmehr dieser Annahme ein Beobachtungsfehler zu grunde, der dadurch hervorgerufen sei, daß die Küstenlinie das Streichen der Schichten in sehr spitzem Winkel schneidet. Auch Deecke hat sich (24, S. 34) dieser Ansicht angeschlossen: „da die Küste zwischen Saßnitz und dem Kollicker Bache schief zur Längsrichtung der einzelnen Schollen steht, so erhält man spitzwinkelige Schnitte, in denen die typische Gestalt der Verwerfungsklüfte nicht deutlich heraustritt, und es sieht aus, als ob die älteren Geschiebemergel mit ihren Sanden unter der Kreide lägen; denn sie scheinen unter der Kreide aus dem Boden aufzutauchen.“

Nun zeigt z. B. ein Blick auf die auf Taf. II, Fig. 2 dargestellte Dislokation, die diesen Typus vielleicht am reinsten wiedergibt, daß hier in einer senkrechten Wand tatsächlich Kreide auf einer langen Strecke auf Diluvium liegt. Dies Verhältnis kann sich nicht ändern, ob nun der Schnitt senkrecht oder in irgend einem Winkel zum Streichen geführt wird. Nur das Einfallen der Dislokationslinie verflacht sich, je spitzer der Winkel wird, den die Schnittebene mit der Streichrichtung bildet; immer aber wird Kreide auf Diluvium liegen und Überschiebung Überschiebung bleiben.

Mit dieser Erkenntnis fallen nun alle anderen tektonischen Folgerungen, die man an die Voraussetzung geknüpft hatte, daß die Dislokationen Verwerfungen sind.

v. Koenen (12) hatte angenommen, daß die Diluvialstreifen Gräben darstellen, ähnlich wie das Leinetal und andere Grabenversenkungen in Mitteldeutschland. Diese Deutung verbietet sich aber

aus zwei Gründen. Erstens sind, wie eben ausgeführt wurde, die Dislokationen zwischen Diluvium und hangender Kreide keine Verwerfungen, sondern Überschiebungen, und zweitens fehlt zwischen Diluvium und liegender Kreide jede Spur einer Verwerfung; Diluvium liegt hier vielmehr ungestört und konkordant auf der Kreide. Jeder Graben ist durch zwei Verwerfungen bedingt; jedem Diluvialstreifen zwischen zwei Kreideschollen auf Jasmund entspricht aber nur eine Dislokation, die obendrein eine Überschiebung ist.

Auch Cohen, Deecke und Rud. Credner sprachen von Gräben und Horsten, aber wie mir scheint, in etwas anderem Sinne als v. Koenen, ohne dies jedoch deutlich auszusprechen. Sie meinen, wenn ich sie richtig verstehe, nicht, daß die Diluvialstreifen allein abgesunken sind, sondern mit ihnen zusammen große, mit ihnen verbundene Kreidekomplexe. Wenigstens deute ich so den Satz bei Cohen und Deecke (17, S. 6): „andrerseits gelangten wir auch zu dem positiven Resultat, daß sich alle von uns beobachteten Lagerungsverhältnisse auf einfache Weise deuten lassen, wenn man annimmt, die Kreide werde von einer Reihe annähernd parallel verlaufender und verhältnismäßig nahe bei einander liegender Verwerfungen derart durchsetzt, daß schmale, 150—500 m breite, von zwei Spalten begrenzte Schollen nach Art von Horsten und Gräben gegen einander verschoben sind, mit Schleppung sowohl an den stehen gebliebenen Teilen, als auch an den gesunkenen Schollen in der Nähe der Kluft.“

Es ist mir unmöglich, am Steilufer der Jasmunder Ostküste Horste und Gräben zu unterscheiden. Sämtliche Kreideschollen, die mit nahezu gleichmäßigem Fallen und in fast ermüdender Regelmäßigkeit nacheinander auftreten, haben den gleichen tektonischen Wert; es sind sämtlich gleichgerichtete Schuppen, durchaus analog denen in den Überschiebungen der schottischen Hochlande.

Wenn nun in den meisten Dislokationen der Jasmunder Ostküste Überschiebungen, in den Kreideschollen Schuppen erkannt worden sind, so fragt es sich, ob auf Jasmund und Arkona echte Verwerfungen überhaupt vorkommen. Ich möchte ihr Vorhandensein nicht ohne weiteres in Abrede stellen, da es theoretisch natürlich möglich ist, muß aber betonen, daß ich keine einzige Dislokation gesehen habe, die ich mit voller Sicherheit als Verwerfung bezeichnen kann. Man erkennt zwar in der Kreide nicht selten Klüfte, an denen Verschiebungen vor sich gegangen sind; aber bei der Gleichartigkeit des Gesteins konnte

ich nie mit Sicherheit feststellen, was das ältere oder jüngere längs der Dislokationsfläche war. Erst wenn unteres Diluvium sich an den Dislokationen beteiligt, ist dies für gewöhnlich möglich, und in diesem Falle lagen ausnahmslos Überschiebungen vor. Eine Überschiebung bildet z. B. als Verwerfung auch R. C r e d n e r (21, S. 28, Fig. 1) ab; ob es bei Fig. 2 aus dem Kreidebruche von Sehlitz sich um eine Verwerfung handelt, erscheint fraglich, da die Feuersteinbänder auf dieser Figur teilweise ohne Verschiebung von der einen Scholle in die andere hinein fortsetzen; selbst wenn aber hier eine Verwerfung wirklich da ist, so beträgt ihre Sprunghöhe nach R. C r e d n e r doch nur 0,3 m. Das steile Absetzen von Kreide gegen Diluvium, wie es in manchen Brüchen beobachtet werden kann, wird nach R. C r e d n e r ebenfalls auf Verwerfungen zurückgeführt; zu beweisen ist dies meines Wissens nirgends und ich möchte es mit B a l t z e r für wahrscheinlicher halten, daß hier eine Erscheinung der glacialen Erosion vorliegt.

Sehr verschieden hat man den Anteil beurteilt, den Faltungen in den Dislokationserscheinungen auf Jasmund spielen. Während B e r e n d t geneigt ist, überall, wo dreiteiliges Unterdiluvium auftritt, liegende Mulden zu sehen und dementsprechend die Kreideschollen als liegende Sättel auffaßt, will R. C r e d n e r überhaupt keine selbständigen Faltungen anerkennen, sondern sieht überall nur Stauchungen, die durch das Absinken von Schollen hervorgerufen worden sind.

Daß derartige Stauchungen längs der Überschiebungen eine große Rolle spielen, habe ich in der speziellen Beschreibung bereits zur Genüge hervorgehoben. Sie äußern sich sowohl am Unterrande der hangenden Scholle, d. h. in der Kreide, wie am Oberrande der liegenden, im Diluvium.

In der Kreide erkennt man die Stauchungserscheinungen an dem Verlaufe der Feuersteinbänder; diese durchziehen meist geradlinig oder wenig gekrümmt den größeren Teil der Scholle; in der Nachbarschaft der Dislokation, d. h. nahe der Untergrenze der Kreideschollen biegen sie sich aber im rechten oder sogar im spitzen Winkel um, so daß sie meist auf dem liegenden Diluvium senkrecht stehen und den Eindruck einer starken tektonischen Diskordanz hervorrufen. Diese Umbiegung kann man besonders in den Küstenprofilen 8, 9, 14 und 16 beobachten und sie hat B e r e n d t veranlaßt, für die Kreide liegende Falten anzunehmen.

Im Unterdiluvium im Liegenden der Überschiebungen äußern sich die Schleppungserscheinungen oft etwas anders. In manchen Fällen findet eine starke Reduktion statt, bezw. ein Abschürfen weicherer Teile; man

muß annehmen, daß das Unterdiluvium bei Eintritt der Dislokationen vielfach von „interglacialen“ fluviatilen und limnischen Ablagerungen bedeckt gewesen ist. Wenn sich diese Bildungen jedoch nur noch ausnahmsweise zwischen Unterdiluvium und hangender Kreide in den Küstenprofilen finden, so hat dies nach meiner Ansicht hauptsächlich darin seinen Grund, daß sie durch den Dislokationsprozeß gewissermaßen abgestreift worden sind. Dieser Vorgang macht jedoch nicht an der Grenze von Altdiluvium und „Interglacial“ Halt; er führt weiter zu einer Ausquetschung der oberen Geschiebemergelbank dm_1 , so daß die hangende Kreide auf den Sanden ds und bald auch auf der unteren Bank des unteren Geschiebemergels dm_2 ruht; in größerer Tiefe liegt aber wahrscheinlich Kreide direkt auf Kreide. Man kann die successive Ausquetschung des Unterdiluviums besonders schön in den Profilen 8 und 9 beobachten.

Nicht in allen Fällen übt die Dislokation im Unterdiluvium eine reduzierende Wirkung aus; man kann zuweilen auch Faltungen wahrnehmen, die denen in der hangenden Kreidescholle analog sind. Daß tatsächlich liegende Falten vorhanden sind, erkennt man vornehmlich an den Sanden ds , die in solchen Profilen, z. B. in 4 und 11, doppelt auftreten. Besonders merkwürdige Faltungen beobachtet man aber im Diluvium des Profils 12, wo „interglaciale“ Schotter und Sande in einem Muldenkern erhalten geblieben sind. Auffallend ist in allen diesen Profilen, daß die Sande ds trotz der starken Insulte, die das Diluvium erfahren hat, nur äußerst geringe Fältelungserscheinungen erkennen lassen.

Neben diesen Schleppungen, die im Hangenden wie im Liegenden der Überschiebungsflächen stattgefunden haben, kommen aber echte, unabhängige Falten vor, auf die Baltzer bereits mit Recht hingewiesen hat. In diese Gruppen gehört das von ihm teilweise wiedergegebene Faltenprofil zwischen dem Saßnitzer Damenbade und dem Gakower Ufer, die Mulde von Profil 10 und 13, wahrscheinlich auch die schöne S-förmige Falte des Königstuhles. Hierhin sind auch die Falten in den v. Hansemann'schen Brüchen am Lenzberge und viele andere kleinere zu stellen, die man gelegentlich an den Kreidewänden erblickt.

Eine eigentümliche Kombination von Überschiebung und Faltung stellen die falschen Gewölbe dar, die dann besonders merkwürdig werden, wenn die Kreide bis auf den Boden des Bruches oder Strandes hinabreicht und anscheinend einen Kern von Diluvium rings umschließt.

Ich fasse zusammen: Die herrschende Dislokationsart in den Kreideschollen von Jasmund und Arkona ist

die Überschiebung. Faltung tritt teils in Verbindung mit ihr auf und ist dann als Schleppung zu deuten, teils ist sie selbständig. Verwerfungen konnte ich noch nicht mit Sicherheit nachweisen.

Die Zeit, in der diese Dislokationen vor sich gingen, läßt sich jetzt mit ziemlich großer Genauigkeit bestimmen. Nach v. Koenen sind die Erdbewegungen postglacial, nach Rudolf Credner, Cohen und Deecke interglacial und zwar nimmt insbesondere R. Credner an, daß von der Dislokationsperiode bis zum Eintritt der letzten Vereisung geraume Zeit verging, in der das durch die Dislokationen geschaffene Profil der Erdoberfläche durch Erosion stark umgestaltet wurde.

Nach meiner Ansicht hängt die Frage davon ab, in welche Zeit man die sogenannten „Interglacialschichten“ versetzen will. Ich sehe in ihnen fluvio- und lacustroglaciale Sedimente, d. h. solche, die sich vor dem Inlandeisrande in den Betten von Schmelzwasserströmen und auf dem Grunde von Stauseen absetzten. Diese Ablagerungen konnten sich nun allerdings ebenso vor dem zurückweichenden Eise der Hauptvergletscherung wie vor dem vorrückenden letzten Inlandeise bilden; mir erscheint aber die letztere Annahme plausibler und zwar aus folgenden Gründen.

Gehörte das Fluvioglacial zur Moräne des Altdiluviums, so mußte es ebenso wie dieses sehr wenig Kreidematerial enthalten, da ja die Kreide tief unter Altdiluvium lag und wohl sicher noch nicht von den Schmelzwässern erodiert worden war. Steht es aber im Zusammenhange mit dem Jungdiluvium, so muß es viel Kreidematerial führen, da ja dessen Grundmoräne sehr reich daran ist. Nun findet man in vielen „interglacialen“ Kiesen nicht allein sehr reichlich Feuerstein, sondern auch viel Kreidegerölle; die letzteren schließen jeden weiteren Transport aus und machen es sehr wahrscheinlich, daß sich wenigstens die kreidereichen Kiese ziemlich dicht vor dem Inlandeisrande ablagerten.

Diese jungdiluvialen Schotter und Bändertone liegen nun aber, soweit ich dies feststellen konnte, konkordant auf dem Altdiluvium. Sie sind mit ihm zusammen disloziert, wie dies Profil 12 schlagend beweist und Profil 8 andeutet. Sind die Bändertone auf Arkona, was sehr wahrscheinlich ist, gleichalterig mit denen von Dwasieden, so ist auch dort Jungdiluvium von Kreide überschoben worden. An vielen Stellen im Innern von Jasmund, wo der Zusammenhang zwischen diesen jungdiluvialen Bildungen mit Altdiluvium und

Kreide noch nicht aufgeschlossen ist, bemerkt man in jenen außerordentlich heftige Stauchungs- und Faltungserscheinungen, so z. B. in den Schottergruben bei den Gehöften Klein-Poissow und Vietzke. Im Gegensatz zu diesen heftigen Dislokationen in den jungglacialen Schottern, die sich vor dem Rande des jüngeren Inlandeises bildeten, habe ich derartige Erscheinungen im oberen Geschiebemergel nie beobachtet. Das alles deutet darauf hin, daß die Dislokationsperiode nicht interglacial, sondern jungglacial ist, daß sie zwischen der Bildung der jungglacialen Schotter und der Grundmoräne liegt und wahrscheinlich in einem engen, noch näher zu erörternden Zusammenhange zu der letzten großen Vereisung steht.

Bekanntlich werden die Dislokationen der Rügener Kreide von der Mehrzahl der deutschen Forscher auf aus dem Erdinnern stammende Bewegungen der festen Erdrinde zurückgeführt. Zu welchen eigenartigen Folgerungen diese Annahme zwingt, sei hier kurz dargetan. Während sich im Tertiär in den Alpen ein mächtiges Hochgebirge aufbaute, während auch noch in den deutschen Mittelgebirgen starke gebirgsbildende Kräfte tätig waren, blieb der Boden unter der Rügen'schen Kreide völlig unberührt, wie die konkordante Auflagerung des unteren Diluviums auf der Kreide beweist. Erst als in den Alpen fast jede gebirgsbildende Tätigkeit erloschen war, wurde Rügen nach der herrschenden Ansicht der Schauplatz der wildesten tektonischen Vorgänge. Die Kreideplatte und die ihr aufgelagerten Diluvialschichten wurden in Fetzen zerrissen und übereinander geschoben, in einer Weise, wie sie selbst in stark dislozierten Gebieten der Alpen unbekannt ist. Klingt diese Auffassung nicht doch etwas zu gewaltsam und legt sie es uns nicht nahe, nach einer anderen, wahrscheinlicheren zu suchen?

Auch die Anhänger der tektonischen Erklärungsweise haben immer wenigstens einen Teil der Lagerungsverhältnisse von Kreide und Diluvium auf Eisschub zurückgeführt, in Sonderheit die isolierten Kreideschollen im Diluvium, die Diluvialschmitzen und Taschen in der Kreide, die gegenseitigen Verzahnungen beider Formationen u. a. m. Alle diese Erscheinungen aber sind so eng und oft ohne merklichen Übergang mit den größeren Dislokationen verbunden, daß es nahe liegt, für beide Arten eine gemeinsame Ursache anzunehmen.

Allerdings steht der Annahme einer glacialen Entstehungsweise der Jasmunder Dislokationen eine besondere Schwierigkeit entgegen, die in der Richtung der Überschiebungen liegt. Ihre Flächen fallen nämlich auf

Jasmund im allgemeinen WSW bis SSW ein; der Druck, der eine Scholle auf die andere schob, mußte also aus der Richtung des Einfallens gekommen sein und dies scheint von vornherein jede Eiswirkung auszuschließen. Nur in einem Falle kann der Druck auch aus ONO bis NNO, d. h. aus der Stromrichtung des Inlandeises gekommen sein, wenn es sich nämlich um keine Überschiebungen, sondern um *U n t e r s c h i e b u n g e n* handelte, wenn die Schollen *n i c h t a u f e i n a n d e r g e t ü r m t*, sondern untereinander geschoben wurden. Sehen wir zu, ob dieser bisher in der geologischen Literatur kaum in Betracht gezogene Fall hier vorliegen kann.

Man wird, wenn man eine Wirkung des Glacialschubes ins Auge faßt, bei den Jasmunder Dislokationen eher an die aufschürfende Tätigkeit der Gletscherzunge, als an die auswalzende Wirkung an der Sohle eines mächtigen Inlandeises denken. Auch *J o h n s t r u p* tat das, der das Inlandeis direkt mit einer Pflugschar verglich; mir liegt der Vergleich mit einer Schneeschippe näher, die die oberen, lockeren Schichten losbrach und vor sich hertrieb.

Eine solche aufwühlende Tätigkeit übt allerdings ein Gletscher, wie zahlreiche Beobachtungen festgestellt haben, nur in besonderen Fällen aus, nämlich dann, wenn der Boden vor seiner Zunge aufsteigt. Bei ebenem oder in der Richtung der Gletscherbewegung fallendem Terrain gleitet der Gletscher selbst über sehr weiche und faltbare Sedimente hinweg, ohne sie aufzuschürfen. Auf derartige Momente läßt sich wohl die Tatsache zurückführen, daß das Inlandeis des unteren Diluviums über die Kreide hinwegglitt, ohne sie wesentlich zu dislozieren, während das der letzten Vereisung so heftige Wirkungen ausübte. Es müssen in der Interglacialzeit Erdbewegungen stattgefunden haben, die die Lage der Kreide und des unteren Diluviums veränderten; wahrscheinlich bestanden sie aber lediglich in einer Hebung des Kreidegebietes (oder Absinken nordöstlich gelegener Gebiete), vielleicht auch in einer flachen Aufwölbung. Jedoch können diese Bewegungen der Erdkruste nicht allzu kräftig gewesen sein, da, soweit ich dies beobachten konnte, die jungglacialen („interglacialen“) Sande und Schotter noch konkordant auf Altglacial liegen.

Dem Inlandeise des oberen Diluviums stellte sich also eine Kreideplatte als Hindernis entgegen, vielleicht sogar mit einer Steilwand. Die Eiszunge bohrte sich in die weiche Schreibkreide ein, sprengte ihre höheren Teile los und trieb die abgelösten Schollen vor sich her. Diese wirkten ihrerseits wieder als Keile, dabei schob sich eine Scholle unter die andere und schließlich entstand ein Haufwerk nach SW fallender,

ineinander gekeilter Kreideplatten, über das bei weiterem Anwachsen des Eisstandes das Inlandeis abhobelnd hinüberströmte.

Daß dies keine bloße Phantasie ist, zeigt eine hübsche Beobachtung, die Hermann Credner¹⁾ am norwegischen Gletscher Buersbrae gemacht hat. Er beschreibt hier, wie der vorrückende Gletscher Zusammenpressung, Faltung, Berstung und Überkippung einer Rasendecke hervorruft, hauptsächlich dadurch, daß er sein Stirnmoränenmaterial unter sie schiebt. „Jetzt berstet die Rasendecke direkt am Fuße des Gletschers und nun preßt dieser das Block- und Schuttmaterial seiner flachen Endmoräne keilartig unter die gelöste Rasendecke.“ Noch deutlicher als der Text veranschaulichen die Bilder Taf. VIII, Fig. 2 und 3 den Vorgang. Man denke sich das alles in die gewaltigen Verhältnisse eines Inlandeises übertragen und man wird den hier angenommenen Vorgang nicht mehr für so rätselhaft ansehen.

Während der Buersbrae unmittelbar vor seiner Stirn mit der Böschung des Eises gleichsinnig fallende Unterschiebungen schafft, ruft er in größerer Entfernung vom Eisrande Falten hervor, die entgegengesetzt einfallen. Das gleiche scheint auf Jasmund der Fall zu sein: die Falte, die die Südwestwand des großen v. Hanseemann'schen Bruches bildet, fällt nach ONO ein, also entgegengesetzt den Dislokationen in den Küstenprofilen. Ebenso ist vielleicht die nach NO fallende Überschiebung unter dem Signalmast von Arkona aufzufassen; auch sie scheint in einer für den Inlandeisrand äußeren Zone der Kreideschollen zu liegen.

Mehr noch als auf Jasmund gewinnt man auf Möen den Eindruck eines sich keilförmig Untereinanderschiebens der Kreideschollen, besonders an der Lokalität Slotsgavle.

Gegen meine Auffassung kann man vielleicht geltend machen, daß die meisten Dislokationserscheinungen der norddeutschen Tiefebene, die man heute zumeist auf Eisdruck zurückführt, von den hier geschilderten abweichen. In jenen scheint die Faltung vor der Überschiebung vorzuherrschen; außerdem fallen liegende Falten und Überschiebungen im allgemeinen gegen N oder NO, d. h. gegen das Inlandeis ein. Ich kann mich auf eine Diskussion der zahlreichen Dislokationserscheinungen glacialen Ursprunges in der norddeutschen Tiefebene hier nicht einlassen; aber ich möchte betonen, daß neben dem „normalen“ nördlichen Einfallen auch ein „abnormes“ südliches beobachtet worden ist, so z. B. durch G a g e l auf Sylt.

¹⁾ H. Credner, Über Schichtenstörungen im Untergrunde des Geschiebelehmes etc. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Gesellsch. 32, 1880, S. 75.

Immerhin muß man im Auge behalten, daß die Jasmunder Dislokationen nicht dem allgemeinen Typus entsprechen, sondern einen Spezialfall darstellen, der vielleicht durch die Höhenlage der Kreide, vielleicht durch ihre Gesteinsbeschaffenheit gegeben war. Es ist nicht undenkbar, daß die „normalen“ Dislokationen unter der Sohle eines bereits mächtig angeschwollenen Inlandeises vor sich gingen, während man es bei dem Typus Jasmund wohl sicher mit Wirkungen der Eiszunge zu tun hat.

Ich glaube aber, daß im allgemeinen die Jasmunder Dislokationen zeitlich mit den meisten übrigen norddeutschen insofern zu parallelisieren sind, als sie derselben, der jüngsten Vereisung ihr Dasein verdanken. Bei Jasmund ist das gewiß, ebenso bei vielen anderen norddeutschen Dislokationsprofilen, z. B. bei dem von Finckenwalde, und bei manchen läßt es sich vermuten.

Die Gleichzeitigkeit der meisten glacialen Störungen scheint auf eine gemeinsame Ursache hinzudeuten; als solche haben wir wahrscheinlich Absenkungen im Ostseegebiete und Hebungen in Norddeutschland anzusehen, die in der letzten Interglacialzeit vor sich gingen. Als das oberdiluviale Eis wieder nach Süden vordrang, stieß es auf mannigfaltige Hindernisse und es übte an diesen, so weit sie aus weichen Gesteinen bestanden, seine dislozierenden Wirkungen aus.

Am Schlusse dieses Kapitels möchte ich darauf hinweisen, daß vielleicht die Geologie der Alpen uns ein ähnliches Problem, wenn schon in viel größerem Maßstabe, vorlegt, wie die Jasmunder Kreide. Nach der heute herrschenden Ansicht ist dies Hochgebirge durch einen von Süden her wirkenden Schub aufgebaut worden. Trotzdem aber fallen die meisten Überschiebungen am Südrande der Alpen nach Norden ein, widersprechen also dieser Auffassung, solange man sie eben als Überschiebungen ansieht. Liegt es nicht auch vielleicht hier nahe, an Unterschiebungen zu denken, vielleicht sogar an keilförmige, losgebrochene Schollen, die, von einer starren, unfaltbaren Masse vor dieser hergedrängt, sich in den Leib des sich aufbäumenden Alpengebirges einpreßten?

Mit den Wirkungen aber, die die Sohle des Inlandeises möglicherweise im norddeutschen Tieflande ausübte, ließen sich die vergleichen, die am West- und Nordrande der Alpen von den gewaltigen Deckschollen, den *trainaux écraseurs*, hervorgebracht wurden. Erinnern doch, um nur den einen Punkt herauszugreifen, die in Diluvium eingepreßten Schollen älterer Ablagerungen in merkwürdiger Weise an die exotischen Gesteine im Flysch.

Beziehungen zwischen Oberflächengestaltung und Tektonik.

Es ist ein besonderes Verdienst R u d o l f C r e d n e r ' s , die eigenartige Oberflächengestaltung von Jasmund und Arkona in sehr anschaulicher Weise geschildert und auf ihre Beziehungen zum Bau des Untergrundes hingewiesen zu haben. Nach seiner Darstellung (21, S. 425) bildet die Haupterhebung von Jasmund, „das S t u b n i t z - P l a t e a u im Osten der Halbinsel, eine von rückenförmigen Hügel- und Bergzügen überragte massige Bodenschwelle, welche in dem Trenzerberg nördlich der Oberförsterei Werder 148 m, in dem Fuchsberg 150 m, in dem Piekberg südwestlich von Baumhaus Hagen 160,7 m Höhe erreicht“. An dieses Plateau gliedern sich „flügelartig zwei Höhenzüge an, der nördliche in fast rein westlicher Richtung, der südliche gegen Südwesten hin“. Diese Züge und das Stubnitzplateau umschließen in Gestalt eines Hufeisens eine beckenförmige Einsenkung, das „zentrale Becken von Jasmund“.

Nach R. C r e d n e r ' s Auffassung stellen die Höhen der Halbinsel Jasmund Horste dar; er spricht daher von einem Stubnitz-, nördlichen und südlichen Flügelhorst. Die Richtung der beiden Flügelhorste wird durch das Streichen ihrer Kreideschichten bedingt.

Die Horste sind jedoch keineswegs einheitliche, nur durch die Erosion gegliederte Kreideplatten; besonders in den beiden Flügelhorsten fallen sowohl in der Landschaft wie auf dem Kartenbilde langgestreckte Höhenzüge auf, zwischen denen abflußlose Senken liegen. Diese Landschaftsformen sind von den beiden Flügelhorsten in den östlichen Teil des Stubnitz-Plateaus hinein zu verfolgen, sie fehlen aber seinem westlichen Abschnitte.

Nach R. C r e d n e r besteht nun ein inniger Zusammenhang zwischen der Oberflächengestaltung und dem tektonischen Bau; in dem Verlaufe der Höhenzüge und abflußlosen Senken spiegeln sich die hauptsächlichsten Streich- und Dislokationsrichtungen wieder, die im nördlichen Flügelhorste und den anstoßenden Teilen des Stubnitz-Plateaus etwa O—W, im südlichen Flügelhorste hingegen NO—SW verlaufen. Die Höhenzüge stellen die einzelnen Kreidehorste dar, die Senken die abgesunkenen Teile oder Gräben des Schollenkomplexes. Daß dem östlichen Teile des Stubnitz-Horstes diese Oberflächenformen fehlen, erklärt R. C r e d n e r aus dem dort N—S verlaufenden Streichen des Grundgebirges, d. h. der Kreide; die durch interglaciale Erdbewegungen entstandenen Kreiderücken standen quer zur Stromrichtung des jüngeren Inlandeises und mußten durch dieses am

leichtesten verwischt werden; dazu kommt die exponierte Lage an der Ost-, d. h. Luvseite des Stubnitz-Horstes.

Wenn R. Credner's Auffassung richtig ist, daß sich in den Höhen und Senken der höher gelegenen Teile von Jasmund der Aufbau seines Untergrundes widerspiegelt, so müssen zwei Bedingungen erfüllt werden. Es muß erstens das Streichen der Kreide und des unteren Diluviums ebenso wie das der zumeist streichenden Dislokationen mit der Längserstreckung der Höhen und Senken zusammenfallen. Zweitens aber müssen die Höhenzüge aus Kreide bestehen, die Senken hingegen von unterem Diluvium erfüllt werden.

Wenden wir uns zunächst zu der Betrachtung des ersten Punktes. R. Credner gibt an, daß sich bei einer großen Anzahl von Aufschlüssen im Inneren von Jasmund konstatieren läßt (21, S. 433) „daß die Streichrichtung der Hügelrücken genau mit derjenigen der den Kern bildenden Kreideschollen und der dieselben begrenzenden Verwerfungen zusammenfällt“. Diesem Satze muß ich entschieden widersprechen. Zunächst sind aus den Kreidebrüchen von Jasmund bisher nur ganz vereinzelt Dislokationen festgestellt worden und über deren Streichen weiß man herzlich wenig. Aber auch die Angabe, daß das Streichen der Kreideschichten mit dem der Höhenzüge zusammenfalle, kann ich nicht unterschreiben, hauptsächlich deswegen nicht, weil man das Streichen der Kreide nur von sehr wenigen Punkten kennt.

Die Kreide ist kein geschichtetes Gestein; die Feuersteinbänder deuten zwar die Schichtung an, aber sie ersetzen sie nicht und sind besonders für das Erkennen von Fallen und Streichen nur in besonderen Fällen verwertbar. Sie vermögen nämlich nur dann das Streichen anzuzeigen, wenn sie auf einer horizontalen Fläche über eine gewisse Erstreckung hin entblößt sind oder wenn sie zufällig an einer Wand eines Kreidebruches oder am Steilufer horizontal verlaufen. Wenn in den Kreidebrüchen hingegen, wie dies meist der Fall ist, die Feuersteinbänder unter verschiedenen Winkeln zur Erdoberfläche entblößt sind, so ist es meines Erachtens unmöglich, ihr Streichen auch nur mit annähernder Genauigkeit festzustellen. Nur auf der horizontalen Sohle des Bruches wäre dies angängig, aber hier ist die Richtung der Feuersteinbänder stets durch festgetretenen Kreideschlamm verdeckt. Etwas besser steht es an der Steilküste; dort nämlich, wo die Brandungswelle eine ebene Abrasionsfläche geschaffen hat, läßt sich natürlich die Streichrichtung genau messen; an den Steilwänden selber ist dies jedoch meist ausgeschlossen.

Hin und wieder ist aber auch das untere Diluvium, 'besonders die mittlere sandige Abteilung, für die Ermittlung von Streichen und Fallen gut verwertbar.

Es ist mir nun gelungen, an einer Reihe von Aufschlüssen im Inneren von Jasmund und an seinen Küsten das Streichen der Kreide, bzw. des unteren Diluviums oder der streichenden Dislokationen mit einer gewissen Genauigkeit zu messen. Meine Zahlen (rechtweisend) sind nicht dazu angetan, R. C r e d n e r's Auffassung wesentlich zutützen.

Wissower Bach (Grenze von Kreide und dm_2)	N 25 W.
Tipper Ort (Kreide)	<div style="display: flex; align-items: center;"> <div style="margin-right: 10px;"> N 60 W N 20 W N 35 W </div> <div style="font-size: 2em; margin-right: 10px;">}</div> <div> im Mittel N 40 W. </div> </div>
Fahrnitzer-Kieler Ufer zwischen Profil 15—16. (Kreide)	N 50 W.
Kieler Ufer bei Profil 17 (Kreide)	N 70 W.
Kieler Ufer zwischen Profil 18 und 19 (Kreide)	N 50 W.
Unweit des Königshörn bei Glowe	N 20 W.
Küsters Kreidebruch in Saßnitz (Sande ds)	N 15 O.
v. Hanse mann'sche Brüche am Lenzberge bei Crampas (Kreide und Grenze von Kreide zu dm_2)	NW—NNW.
Bruch am Südeingange von Wittenfelde (Sande ds)	N 75 W.
Bruch am Bonerberg bei Promoisel (Sande ds und Grenze von Kreide zu dm_2)	N 20—N 30.
Bruch am Langenberg bei Quoltitz (Kreide)	etwa NNW.

Man sieht also, daß die Kreide und das untere Diluvium sowohl an den Steilküsten von Jasmund wie im Inneren der Halbinsel Streichrichtungen einhalten, die zwischen WNW und NNW liegen. Nur ausnahmsweise kommt ein annähernd NNO-Streichen vor. Es stimmt dies Resultat ziemlich gut mit dem überein, das J o h n s t r u p bei Messungen im nordöstlichen Teile der Jasmunder Kreide zwischen

„Liperhörn“ und dem Kieler Bache erhielt. Er fand, daß sich dort, an 8 Stellen gemessen, die Streichrichtungen der Kreide um eine Linie NNW—SSO gruppieren, mit einer Ausnahme, in der WSW Streichen festgestellt wurde.

Meine Messungen stehen in einem schwer zu überbrückenden Gegensatz zu R. Credner's Anschauungen. Von den drei Dislokationsrichtungen, der N—S-, O—W- und NO—SW-Richtung, „von denen eine jede die Lagerungsstörungen eines bestimmten Gebietes mehr oder weniger ausschließlich beherrscht,“ habe ich so gut wie nichts beobachten können. Insbesondere konnte ich an der Ostküste von Jasmund nicht das von R. Credner angenommene N—S-Streichen der Kreide, des unteren Diluviums und der streichenden Dislokationen erkennen; die 5 Messungen, die dort nur möglich waren, ergaben im Mittel fast genau NW—SO-Streichen. Aber auch an den Punkten der Jasmunder Küste, wo sich das Streichen nicht direkt durch Messung ermitteln läßt, erkennt man deutlich, daß es nicht N—S sein kann. Da die Jasmunder Ostküste zwischen Wissower Bach und Kollicker Ort annähernd N—S verläuft, so müßten die von R. Credner angenommenen Dislokationen der Küste ungefähr parallel verlaufen. Dies ist jedoch keineswegs der Fall, man sieht sie vielmehr unter einem allerdings oft spitzen Winkel in das Stubnitz-Plateau hineinsetzen. Ebenso müßte die O—W streichende Kreide am Jasmunder Nordufer zwischen Glowe und Lohme der Küstenlinie annähernd parallel gehen; allein auch hier sieht man zuweilen, daß die Kreide sich in das Innere der Halbinsel hinein fortsetzt und daß ihre Feuersteinbänder in den Küstenprofilen steile Einfallwinkel aufweisen.

Das im allgemeinen nordwestliche Streichen der Jasmunder Kreide scheint sich auch besonders in der Anordnung ihrer Schollen im Inneren von Jasmund auszusprechen; es ist dies eine Tatsache, auf die besonders Cohen und Deecke bereits hingewiesen haben. Sie unterscheiden hier vier NW gerichtete Kreidezonen (17, S. 8):

1. Dubnitz-Sargard.
2. Hanseemann'scher Kreidebruch bei Crampas-Dargast-Volksitz.
3. Saßnitz-Wittenfelde-Promoisel-Gummanz-Quoltitz.
4. Trenzer Berg-Hagen-Nipmerow.

Besonders auffallend ist der dritte Zug, der durch eine große Menge von Kreidebrüchen bezeichnet ist; ihm scheint auch die Küstenstrecke beim Vorwerk Koosdorf anzugehören. Allerdings darf nicht verschwiegen werden, daß auch außerhalb dieser NW-Züge Kreide im Inneren der

Halbinsel vorkommt, so die beiden Schollen zwischen Mönckendorf und Clementelwitz, die bei Klein-Poissow und die des Tyswinberges; vielleicht bilden die beiden letztgenannten einen weiteren NW-Zug. Im Zusammenhang mit dieser Lage der Streichrichtung steht möglicherweise das Auftreten der Kreide in Arkona, das NW von Jasmund, und auf Mön's Klint, der NW—WNW von Arkona liegt.

Z u s a m m e n f a s s u n g. Wenn es sich auch angesichts der noch spärlichen Messungen noch nicht mit völliger Sicherheit aussprechen läßt, so ist es doch sehr wahrscheinlich, daß das Streichen der Kreide, des unteren Diluviums und der streichenden Dislokationen im allgemeinen NW-Verlauf hat, also unabhängig ist von der Längsrichtung der Höhenzüge und Senken in den beiden Flügelhorsten und im westlichen Teile des Saßnitz-Plateaus.

Wenn sich in den Oberflächenformen von Jasmund die Tektonik widerspiegelt, wie R. C r e d n e r annimmt, so müßte jede Höhe einem Kreidehorste, jede Senke einem Diluvialgraben entsprechen. Bei dem heutigen Stande unserer Kenntnisse läßt sich diese Behauptung weder mit völliger Sicherheit beweisen noch widerlegen; immerhin sprechen manche Tatsachen auch heute schon dagegen.

Daß viele Höhen auf Jasmund einen Kreidekern enthalten, ist allerdings zweifellos; man überzeugt sich davon, wie R. C r e d n e r (21, S. 436) mit Recht hervorhebt, bereits an dem Fahrwege Saßnitz-Stubbenkammer, der öfters in flachen Hohlwegen die Kreide der Höhenzüge anschneidet. Hingegen entblößt z. B. der Fahrweg Baumhaus Rusewase-Werder, der noch tiefer als die Straße nach Stubbenkammer sich einschneidet, keine Kreide. Der langgestreckte Rücken des Tesnicker Berges im westlichen Teile der Stubnitz scheint nur aus Diluvium zu bestehen, da tiefe, heute verfallene Gruben nirgends Kreide anschneiden; hingegen baut sich der Fuchsberg in seiner unmittelbaren Nachbarschaft aus Kreide auf, ohne daß sich die Oberflächenformen wesentlich ändern.

Die Sandgrube, die den rundlichen Hügel bei dem Gehöfte Pluckow anschneidet, entblößt nur Diluvium; auf der von einer Windmühle gekrönten Höhe südlich von Nipmerow sind unter einem Winkel von 30 ° aufgerichtete „interglaciale“ Schollen aufgeschlossen. Die Zahl der Beispiele, in den vorläufig auf den Höhen nur Diluvium, keine Kreide nachgewiesen ist, ließen sich noch vermehren. Andererseits beweisen manche Kreideschollen, besonders zwischen Mönckendorf und Clementelwitz, die unmittelbar am Rande der sumpfigen Depression

des Schlooner Baches liegen, daß die Kreide durchaus nicht an die höher gelegenen Gebiete gebunden ist.

Einen anderen Anhaltspunkt dafür, daß die Kreide eher einen accessorischen, als einen unbedingt notwendigen Bestandteil der Höhenzüge darstellt, sehe ich darin, daß das untere Diluvium nach D e e c k e (25, S. 24) auf Mönchgut und in den Halbinseln des kleinen Jasmunder Boddens ähnliche Kuppen und Sättel bildet, wie zuweilen die Kreide auf Jasmund, ohne daß jedoch hier Kreide in ihnen aufzutreten scheint.

Unter diesen Umständen wird es mir nicht schwer, der Ansicht beizutreten, die schon 1894 James Geikie ausgesprochen hat, und



Figur 10.
Drumlin-Landschaft am Südrande der Stubnitz.

E. Ph. phot.

für die nach ihm besonders B a l t z e r eingetreten ist¹⁾, nämlich daß in den Höhenzügen auf Jasmund Drumlins zu sehen sind. Für diese Annahme spricht vor allen Dingen die Form der ovalen bis langgestreckten Rücken, die in allen Drumlingebieten wiederkehrt. Dann aber noch besonders ihre divergent-strahlige Anordnung, die auf tektonischer Grundlage sehr schwer, durch Glacialwirkungen leicht zu erklären ist. B a l t z e r bildet zum Vergleiche drei Kärtchen aus den Drumlingebieten am Bodensee neben einem solchen von Jasmund ab; die Analogien müssen sofort in die Augen fallen und wer, wie ich, beide Gebiete kurze Zeit nacheinander gesehen hat, wird die fast völlige Identität ihrer Landschaftsformen bestätigen können.

¹⁾ Auch D e e c k e neigt neuerdings dieser Ansicht zu. Vgl. 30, S. 28.

Es ist übrigens klar, daß das Inlandeis bei der Bildung der Jasmunder Drumlins stärker abtragend als akkumulierend gewirkt hat; denn sie scheinen im wesentlichen aus Kreide, Unterdiluvium und „Interglacial“ zu bestehen und nur einen dünnen, oft fehlenden Überzug von Oberdiluvium zu tragen. Es scheint also das Eis die Drumlins im wesentlichen aus schon vorhandenem Material herausmodelliert zu haben. Dabei ist seine Tätigkeit vermutlich eine zweifache gewesen. Zunächst eine rein abtragende; insofern sind die Drumlins mit Rundhöckern zu vergleichen, eine Drumlinslandschaft könnte man als eine Rundhöckerlandschaft im großen bezeichnen. Die zweite Wirkung war aber eine knetende oder formende; das weiche Material, war es nun Kreide oder älteres Diluvium, wurde in Formen hineingepreßt und dabei wurde das Unterdiluvium, wie sich öfters feststellen läßt, in seiner Mächtigkeit stark reduziert.

Die Zertrümmerung der Kreideplatte erfolgte beim Herannahen der letzten Vereisung; die Oberflächenformen aber entstanden viel später, als das Eis in großer Mächtigkeit über der zerstückelten Kreide lag, vielleicht sogar zu einer Zeit, als es bereits im Rückzuge begriffen war.

Es ist sehr wohl denkbar, daß die Bildung der Drumlins durch den Bau des Untergrundes begünstigt wurde. Daß dieser aber sich in den Höhen und Senken widerspiegelt, wie R. C r e d n e r meint, ist nach dem heutigen Stande unserer Kenntnisse unwahrscheinlich.

Zusammenfassung.

Über die Ereignisse, die sich auf Jasmund nach Ablagerung der Schreibkreide vollzogen, habe ich mir folgende Ansicht gebildet.

Aus der Zeit, die zwischen dem Obersenon und dem unteren Diluvium liegt, besitzen wir keine positiven Daten. Es ist wahrscheinlich, daß die Jasmunder Schreibkreide noch von der höheren Kreidestufe des Danien und wohl auch noch von Tertiärschichten bedeckt war, da sie anderenfalls bei ihrer wenig widerstandsfähigen Gesteinsbeschaffenheit schon längst der Erosion zum Opfer gefallen wäre. Jedoch ist von derartigen jüngsten mesozoischen, bezw. tertiären Sedimenten, die die Kreide überlagert haben könnten, auf Jasmund augenscheinlich nichts mehr vorhanden. Das älteste Schichtenglied über der Kreide ist der Geschiebemergel des unteren Diluviums, der die Kreide konkordant oder nahezu konkordant überlagert. Aus dieser Lagerungsform geht hervor, daß die Kreideschichten bis zum Beginn des Diluviums nicht disloziert wurden, also von der tertiären Faltungsperiode unberührt blieben.

Ein Stauchung der Kreide unter unterem Diluvium beobachtet man kaum; auch Breccienbildung an der Grenze von Kreide und Diluvium ist auf Rügen selten, auf Möen dagegen häufiger. Meist überlagert der blaugraue untere Geschiebemergel mit einer geschiebereichen Zone unvermittelt die Kreide.

Das der Kreide konkordant auflagernde untere Diluvium besteht aus drei Abteilungen, nämlich zwei in ihrem Gesamthabitus einander recht ähnlichen Geschiebemergeln, die in der Mitte ein System von geschichteten Sanden, geschichteten und ungeschichteten Tonen etc. umschließen, das fluviatiler und limnischer Entstehung ist und möglicherweise sogar einen marinen Horizont enthält. Ich vermag mit der Mehrzahl der Autoren in diesen Sanden und Tonen keine Sedimente einer längeren Interglacialperiode sehen, sondern glaube, daß sie eher auf eine Oscillation des Eisrandes schließen lassen, die im wesentlichen in die Abschmelzperiode des älteren Inlandeises fallen dürfte.

Zwischen den Ablagerungen des älteren und des jüngeren Diluviums haben wohl sicher Bewegungen der Erdkruste auf Rügen stattgefunden. Ich glaube aber, daß es sich um keine Zerstückelung einer vordem einheitlichen Platte durch zahllose Verwerfungen handelt, sondern um Hebungen und Senkungen ausgedehnter Areale, die möglicherweise ohne Bruch vor sich gingen. Die Tendenz dieser Bewegungen ging dahin, das Gebiet der südwestlichen Ostsee gegenüber dem norddeutschen Tieflande zu versenken. Während das ältere Inlandeis, ohne erhebliche Hindernisse zu finden, über einen ebenen oder flach nach außen geneigten Boden geschritten war und dabei nur wenig Gelegenheit zu Stauchungen des Untergrundes gefunden hatte, stieß das Eis des jüngeren Diluviums vielfach auf ansteigendes Terrain und erhebliche Hindernisse. Soweit diese aus festerem Gestein bestanden, wurden sie intensiv geschliffen und mit Rundhöckern bedeckt. An den lockeren Gesteinen verursachte das Inlandeis Faltungen, Überschiebungen, Brüche und trennte Schollen gänzlich los. Dabei scheint das Eis in zweifacher Weise tätig gewesen zu sein: beim Heranrücken brach die Eiszunge, die wie ein Keil wirkte, Schollen ab und drängte sie vor sich her; als dann das mächtiger werdende Eis über die lockeren Gesteine hinwegschritt, wurden an seiner Sohle Falten und nach Norden (NW, NO) fallende Überschiebungen hervorgerufen.

Nach meiner Auffassung sind die Störungen der Kreide und des Diluviums auf Jasmund und Arkona, die sich hauptsächlich in südwestwärts geneigten Überschiebungen und Einpressung isolierter Kreidepartien in Diluvium (oder umgekehrt) aussprechen, im wesentlichen

ein Werk der oberdiluvialen Eiszunge; die Geröllschichten, Sande und Bändertone, die sich vor dem Rande des jüngeren Inlandeises niedergeschlagen hatten, wurden in diese Dislokationen noch mit hineingezogen.

Wieweit das über den Trümmerhaufen von Kreide und Diluvium hinwegflutende Inlandeis noch weitere Deformationen hervorbrachte, ist schwer zu ermessen. Hauptsächlich bestand wohl seine spätere Leistung darin, die Oberfläche der Kreide-Diluvialschollen abzuhobeln. Dadurch entstand an einzelnen Stellen eine ziemlich ebene Hochfläche, wie im östlichen Stubnitz-Plateau, an anderen eine durch langgestreckte Höhenzüge und abflußlose Senken stark gegliederte Oberfläche. In dieser Zeit vorwiegender glacialer Abtragung, die wahrscheinlich dem Anwachsen und Maximalstande der jüngeren Vereisung entspricht, wurden riesige Massen von Kreidematerial nach den peripheren Teilen des Inlandeises verschleppt, von denen die in unserem Geschiebemergel und in den Glacialschottern so häufigen Feuersteine eine beredte Sprache reden.

Auf eine wahrscheinlich sehr lange Zeit der Erosion folgte eine kurze Zeit glacialer Akkumulation auf Rügen. Die kreidebeladene Grundmoräne wurde nicht mehr nach Süden gedrängt, sondern blieb auf der Erosionsoberfläche liegen. Fast gleichzeitig traten die Schmelzwasser in Tätigkeit und wandelten die obere Grundmoräne teilweise in Geschiebesande um. Im allgemeinen scheint oberer Geschiebemergel und dessen sandiges Äquivalent auf Jasmund geringmächtig zu sein und ist daher für die Ausbildung der Oberflächenformen von nicht zu großer Bedeutung.

Jede Darstellung der Lagerungsverhältnisse der älteren Schichten auf Jasmund gleicht einer Momentphotographie. Unaufhörlich schaffen Wogenprall und Atmosphärentreiben an den Steilküsten neue Profile und zerstören die alten; einem noch rascheren Wechsel sind meistens die Aufschlüsse in den Kreidebrüchen unterworfen. Unsere Arbeit kann daher keinerlei Abschluß bedeuten und ein Beobachter, der wenige Jahre später Jasmund sehen wird, wird ebensoviel oder noch mehr Neues bringen können, als es mir vergönnt war. Erst eine durch Jahrzehnte fortgesetzte Beobachtung wird in vielen Fragen völlige Klarheit verschaffen; sie wird lohnend sein, denn man darf schon heute annehmen, daß Jasmund der Schlüssel für mehr als ein diluviales Problem ist.

Kleinere Mitteilungen.

Die Temperatur des Gletscher- und Inlandeises im Zusammenhange mit der Eisbewegung. Die Ergebnisse der Temperaturmessungen v. Drygalski's im großen Karajakeisstrom Grönlands¹⁾ und jener, die A. Blümcke und H. Heß im Hintereisferner ausführten²⁾, berechtigen zu dem Schluß: Mächtige Eismassen, die sich auf fester Unterlage bewegen, besitzen in ihrem Innern konstant die dem herrschenden Drucke entsprechende Schmelztemperatur. Hiervon sind nur jene Teile ausgenommen, die der Eisoberfläche nahe liegen.

Das Folgende soll ein Erklärungsversuch für diese merkwürdige Tatsache sein.

Wäre ein Eislager von nicht allzugroßer Mächtigkeit in vollkommener Ruhe, und behielte es gleichbleibende Dicke, so müßten in ihm ähnliche thermische Verhältnisse wie sonst im Fels der Erdkruste vorhanden sein: Von der Oberfläche bis hinab zur invariablen Schicht würde das Eis jährliche Temperaturschwankungen erfahren; unterhalb der genannten Schicht wäre die Temperatur an jedem Punkte konstant, würde jedoch mit der Tiefe zunehmen. Im Falle geringer Eisdicke läge die invariable Schicht nicht im Eise, sondern im Felsen darunter.

Die höchste Temperatur, die das Eis an seiner Oberfläche, selbst während des Sommers annehmen kann, ist 0° . Aus diesem Grunde ist die Temperatur der invariablen Schicht, mag letztere im oder unterm Eise liegen, u n t e r 0° .

In der Natur bleibt die Mächtigkeit des Eises nirgends dieselbe. Denn im Sammelgebiete wachsen an der Oberseite des Eislagers Jahr für Jahr vereisende Schneereste zu. Die Eisoberfläche rückt somit bei zunehmender Eismächtigkeit in die Höhe. Weil kein Grund für die Änderung des Abstandes der invariablen Schichte von der Eisoberfläche vorliegt, steigt diese Schichte um den Betrag des Dickenzuwachses empor und die darunter liegenden Flächen gleicher Temperatur folgen nahezu um denselben Betrag. Das bedeutet nichts anderes, als die Erwärmung aller Punkte, die unterhalb der aufsteigenden invariablen Schichte liegen.

Befindet sich die invariable Schichte unterhalb des Eises, im Fels, so muß eine Zeit kommen, in der sie in das Eis übertritt und hierauf in diesem aufwärts rückt. Durch den erfolgten Übertritt wird wegen der niederen Temperatur der invariablen Schichte die Beschaffenheit des Eises nicht geändert. Das geschieht erst, wenn wärmere Isothermenflächen gefolgt sind,

¹⁾ E. v. Drygalski, Grönlandexpedition, 1. Bd. Berlin 1897.

²⁾ A. Blümcke u. H. Hess, Untersuchungen am Hintereisferner. München 1899.

die das Eis an seiner Unterseite auf jene Temperatur brachten, bei welcher es unter dem dort herrschenden Drucke schmilzt. Die Erdwärme, welche von nun an in das Eis gelangt, kann dessen Temperatur nicht mehr erhöhen. Denn sie wird aufgebraucht zu einem Teil zur *Schmelzung* des Eises an seiner unteren Grenzfläche, zum anderen Teil zur *Erweichung* der untersten Eislagen. Der Schmelzung geht nämlich die Erweichung des Eises voran. Letztere wird durch den von Jahr zu Jahr größer werdenden Vertikaldruck und die damit verbundene Herabsetzung der Schmelzpunktttemperatur in der Nähe des Untergrundes in einer etwas mächtigeren Eislage begünstigt.

Die Erweichung ist an den davon betroffenen Stellen der Eismasse nicht gleichmäßig. Sie beschränkt sich, oder findet doch hauptsächlich nur an den Grenzen der Kristalle, der Gletscherkörner, statt, aus denen das Eis besteht. Der Zusammenhang des Eises wird also ganz in der Nähe des Untergrundes nach den Korngrenzen gelockert. Weil die Schichtflächen des aus Schneelagen hervorgegangenen Eises aus lauter Korngrenzen zusammengesetzt sind, ist der Zusammenhang auch an den untersten Schichtflächen loser geworden.¹⁾ Die von der Schwerkraft längst erstrebten Verschiebungen können sonach nun innerhalb des Eises längs dieser Schichtflächen vor sich gehen, weil diese durchlaufen und wie der Untergrund geneigt sind. Die Eisbewegung beginnt.

Wo Verschiebungen in einem Körper vor sich gehen, wird *Reibungswärme* entwickelt. Im vorliegenden Falle befördert sie zum Teil am Orte ihrer Entstehung die Erweichung des Eises und erleichtert hier die Verschiebung; zum anderen Teile wird sie nach oben zur nächsten Schichtfläche geleitet und führt auch dort die dem Druck entsprechende Schmelztemperatur und den Grad der Erweichung herbei, der den Beginn von Verschiebungen auch längs dieser Schichtfläche erlaubt. So geht es weiter.

Hat also einmal die Bewegung des Eises angefangen, so dürfte die durch sie erzeugte Reibungswärme das Meiste beitragen, die Temperatur des Eiskörpers verhältnismäßig rasch bis hoch hinauf, bis nahe unter die Oberfläche auf die Schmelztemperatur zu bringen, also jene Temperaturverteilung zu schaffen, welche im Hintereiserner durch Messung tatsächlich gefunden wurde.

Das Gesagte gilt für alle Eislager, also auch für das Inlandeis. Ein Unterschied wird sich nur insofern ergeben, als dort, wo über dem Eise die strengere oder längere kalte Jahreszeit ist, die Erwärmung des Eises von unten her etwas weniger nahe an die Oberfläche heranreicht.

Salzburg.

Hans Crammer.

Revision der Gletschermarken im Selrain und nördlichen Stubai (Tirol).
Im August 1905 besuchte ich, einer Anregung des Herrn Professor Finsterwalder folgend, eine Reihe von Gletschern im Selrain und nördlichen Stubai,

¹⁾ H. Crammer, Eis und Gletscherstudien. Neues Jahrb. f. Min. u. Geol. Beilagebd. XVIII.

um durch Revision der vorhandenen Marken und gelegentliche Neumarkierungen Beobachtungen über ihren Bewegungszustand zu sammeln. Außerdem wurden die Zungen einiger Gletscher auf photogrammetrischem Wege aufgenommen, wobei ich von meinem Bruder Hermann Lagally in dankenswerter Weise unterstützt wurde. Wir bedienten uns hierbei eines vom Mathematischen Institut der Technischen Hochschule in München zur Verfügung gestellten Reise-Photogrammeters, welcher unter Verzicht auf hohe Genauigkeit die Mitnahme im Rucksacke gestattet und zu raschem Arbeiten geeignet ist. Die photogrammetrischen Aufnahmen habe ich zum Teil bereits ausgearbeitet; doch soll die Veröffentlichung der Kartenskizzen erst erfolgen, wenn ein zweiter Besuch der betreffenden Gletscher näheren Aufschluß über ihre Bewegungsverhältnisse gibt. Einstweilen folgen die direkten Messungen an den Marken.

Am Alpeiner Ferner (1)¹⁾ war die Marke „1903, 7 m“ vom Gletscherende 14 m entfernt, was nebenan mit „1. 8. 05. 14 m“ vermerkt wurde. Der Gletscher hat sich also in 2 Jahren um 7 m zurückgezogen.

Einen ähnlich geringen Rückgang von 8 m in 2 Jahren weist der Berglasferner (2) auf. Neben der Marke „8 m. 1903. 29. 7“ wurde eine neue Marke „16 m. 1. 8. 05.“ angebracht. Unmittelbar vor dem Zungenende liegt ein frisch aufgeworfener kleiner Moränenwall.

Der Bachfallenferner²⁾ (3) ist seit dem Jahr 1892 um 150 m zurückgegangen. Das Gletscherende, das vorher in einem weiten Schuttbett lag, hängt jetzt über geschliffene Felsen herab. 150 m hinter der Marke „8,5 m“ wurde eine neue Marke gesetzt: „8 m. 22. 8. 05.“ Dieselbe befindet sich an der (hydrographisch) rechten Seite des Einrisses, in welchem der Gletscherbach fließt. Zum Zweck ihrer leichteren Auffindung wurde 17 m weiter vom Gletscher entfernt am Beginn des Gletscherschliffs ein großer roter Ring mit Richtungspfeil nach der Marke angebracht.

An den vereinigten Schwarzenberg- (4) und Bockkogelfernern (5), deren letzterer in zwei Zungen endet, wurde die vor dem Schwarzenbergzufluß befindliche Marke nicht aufgefunden. Auf einem im Bachbett liegenden 4 m hohen rundlichen Gneisblock wurde eine vom Gletscherende aus sichtbare Marke „24 m. 20. 8. 05.“ angebracht. Die vor dem rechten bedeutenderen Bockkogelzufluß (5a) liegende Marke „Gl. E. 1898“ war 25 m vom Gletscher entfernt. Soviel beträgt der Rückgang während der letzten 7 Jahre. Eine neue Marke „17 m. 20. 8. 05.“ wurde auf der vertikalen Südseite eines gewaltigen Gneisblockes im Bachbett angebracht. Der linke, unbedeutendere Bockkogelzufluß (5b) endet auf Schutt, der von totem Eis stark durchsetzt ist, und wurde nicht markiert. Die Moränen dieser Gletscher enthalten sehr viel totes Eis. Insbesondere stellt sich die Mittel-

¹⁾ Die eingeklammerten Zahlen bei den Namen der Gletscher beziehen sich auf die Karte.

²⁾ Bei Richter Winnebachferner (Richter, Die Gletscher der Ostalpen, 1888).

moräne zwischen Schwarzenberg- und rechtem Bockkogelzufluß, auf deren nördlicher Seite aller Schutt abgeglitten ist, als eine reine Eismauer dar, die durch die Schuttbedeckung der Südseite vor Abschmelzung geschützt wird.

Der L i s e n s e r F e r n e r (6) hat bei einer Breite von $1\frac{1}{2}$ km zwei Zungen, welche durch eine von einer Moräne gekrönte Felsrippe von einander getrennt sind. Vor dem östlichen, hydrographisch rechten Zungenende (6a) liegt ein kleiner Moränenwall; hinter demselben wurde auf einem rundlichen, auf der linken Bachseite gelegenen Gneisblocke die Marke „18 m. 14. 8. 05“ angebracht. Vor dem westlichen linken Zungenende (6b) wurde auf einem eckigen Gneisblock eine Marke „20 m. 14. 8. 05“ gesetzt. Dieses Zungenende ist ebenfalls von einem frischen Moränenwall umsäumt; vor demselben befindet sich noch ein etwa 20 m langes Feld von altem Eis, welches bis an die Marke reicht und bei der Abmessung außer Acht gelassen wurde. Von dem westlichsten Teil der Zunge hat sich im Spätsommer 1904 ein beträchtliches Stück losgelöst, das auf dem steilen Gletscherschliff zu Tal gestürzt ist.

Der L ä n g e n t a l f e r n e r ¹⁾ (7) ist augenscheinlich in starkem Rückgang begriffen. Eine Marke „13 m. 16. 8. 05.“ wurde auf der dem Gletscher abgewandten vertikalen Seite eines Gneisblocks links vom Bach angebracht.

Das Zungenende des S u l z t a l e r F e r n e r s (8) liegt in einer Klamme und ist infolgedessen unzugänglich. Seitlich wurde am Weg zum Gletscher eine Marke „13 m. 16. 8. 05.“ mit Richtungspfeil angebracht.

Der stark zurückgegangene S o m m e r w a n d f e r n e r (9) wurde von Punkt 2751 der Alpenvereinskarte aus unter gemessenem Azimut photographiert.

Der W i n n e b a c h f e r n e r ²⁾ (10) sendet auf jeder Seite des Winnebachjochs eine Zunge herab. Vor der östlichen Zunge (10a) wurde auf der südlichen, vom Weg aus unsichtbaren Seite eines großen Blocks von schiefrigem Gneis eine Marke „4 m. 19. 8. 05“, angebracht, vor der westlichen Zunge (10b) eine Marke „6 m. 18. 8. 05“ auf einem Gneisblock unmittelbar links vom Bach. Dieses Zungenende ist vollständig mit Schutt bedeckt; das schuttfreie Ende liegt 30 m weiter zurück und endet in einem kleinen, von einer Moräne gestauten Tümpel.

Von sämtlichen Photographien wurde ein Exemplar, bezeichnet mit allen auf die Aufnahme bezüglichen Daten, im Archiv des Zentralausschusses des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins hinterlegt.

Zum Schlusse sei es mir gestattet, dem verehrlichen Zentralausschuß, der mich bei meinen Beobachtungen durch eine Subvention unterstützt hat, an dieser Stelle den geziemenden Dank auszusprechen.

M ü n c h e n , den 30. Juni 1906.

Dr. M a x L a g a l l y.

¹⁾ Bei R i c h t e r Längentalferner, bei P f a u n d l e r (Übersichtskarte der Stubaier Gebirgsgruppe) Grüntalzenferner.

²⁾ Bei R i c h t e r Ötztalferner, bei P f a u n d l e r Grieser- oder Fallbach-Ferner.

Beobachtungen an norwegischen Gletschern im August 1905.¹⁾ Gelegentlich eines Besuches der Gletscher des Jostedals konnte ich an 7 Zungen des großen Jostedalsbræ den derzeitigen Stand beobachten, soweit sich dies aus den Vegetations- und Schliffgrenzen schließen läßt. Der Jostedalsbræ ist ein riesiges Firnfeld (etwa 850 qkm) von mäßiger Wölbung, welches mehr als 15 größere Talgletscher aussendet sowie zahllose Kargletscher. Als bemerkenswerter Unterschied gegenüber den Alpengletschern fällt auf: spärliches Vorkommen von Innenmoränen, Überwiegen des weißen, lufthaltigen Eises, geringerer Schuttgehalt. Nirgends ist es möglich durch Ersteigen der umliegenden Höhen einen Überblick über das Firngebiet zu bekommen. Die einzelnen Talgletscher haben kein deutlich abgegrenztes Nährgebiet.

Im allgemeinen gewinnt man den Eindruck, daß neuerdings, d. h. in den letzten Jahrzehnten auch diese nordischen Gletscher mit einem heftigen Rückgang eingesetzt haben, dessen Größe mit dem der Alpengletscher wohl vergleichbar ist. Berücksichtigt man die größere Vegetationskraft dieser Gegenden, so dürfte anzunehmen sein, daß die von Vegetation entblößte Zone höchstens seit 2 bis 3 Jahrzehnten vom Eise frei ist. Unmittelbar unterhalb des Gletschers beginnt das Weideland; ja selbst Kartoffeln und Getreide findet man hart neben den Seitenmoränen angebaut.

Was zunächst die Gletscherzungen des Jostedals anbelangt, so zeigen im Tunsbergdal die breiten Kargletscher *H e s t e b r æ* und *T v a e r d a l s b r æ* beträchtlichen Rückgang, weniger der *T u n s b e r g d a l s b r æ* selber; doch liegt auch ihm ein von Vegetation freier Gürtel vor. Im Krondal ist das Ende des *T v a r b r æ* wenigstens 200 m zurückgegangen, drei parallele unbegrünte Seitenmoränen zeigen deutlich den früheren Stand. Eine mäßig bewachsene, also ältere Stirnmoräne dieses aus einem Seitental kommenden Gletschers begrenzt den Hauptbach; doch ist kein Anzeichen für eine ehemalige Sperrung des Haupttales zu erkennen. Der *B e r g s a e t e r b r æ* hat ein etwa 600 m langes Moränenfeld freigegeben, welches eben anfängt, Vegetation zu bekommen. Gegenwärtig ist sein Zungenende von keiner Stirnmoräne umsäumt. Gleichfalls vereinzelte Anfänge von Begrünung zeigt das ganz mit geroltem Geschiebe erfüllte Bett des *N i g a r d s b r æ*, das in einer Länge von etwa 1200 m dem jetzigen Gletscherrand vorliegt. Man unterscheidet darin 6 größere Stirnmoränen in ziemlich regelmäßigen Abständen von ungefähr 200 m, dazwischen zahlreiche parallele kleinere Moränen.

Weniger stark macht sich der Rückgang an den häufig besuchten Zungen des *B ö j u m s b r æ* und *S u p h e l l e b r æ* bemerkbar. Zwar liegt bei ersterem eine Stirnmoräne etwa 800 m weiter talwärts; doch stammt dieselbe offenbar schon aus älterer Zeit. Bis etwa 300 m vom Eisrand abwärts findet

¹⁾ Obwohl die Änderungen der norwegischen Gletscher systematisch von den norwegischen Gletscherforschern beobachtet werden (vgl. die Abhandlung von Ø y e n in dieser Zeitschrift S. 53), glaubt die Redaktion doch auch die obenstehenden Beobachtungen des Verfassers als wertvolle Ergänzung bringen zu sollen.

sich mäßige Begrünung mit einzelnen Büschen. Der Gletscherrand ist mit einem schuttbedeckten Wall aus totem Eise umsäumt. Die Zunge fällt ringsum in steiler Wand ab. Der westlich vom Bøjumsbræ herabkommende Lappen ist um etwa 150 m in letzter Zeit zurückgegangen, wie aus der scharfen Grenze zwischen begrünem und blankem Schutt hervorgeht. Das Ende des Suphellebræ wird nur durch herabgestürztes und regeneriertes Eis gebildet; ein Zusammenhang mit dem Nährgebiet besteht nirgends. Indessen zeigt das Zungenende regelmäßige Streifen und Bänderung, obwohl die Eislawinen mitunter weit über die neu gebildete Zunge herunterschließen. Die innerste der früheren Stirnmoänen hat den aus dem riesigen Gletschertor hervortretenden Abfluß zu einem kleinen See aufgestaut, der bei meinem Besuch größtenteils mit Eis überzogen war. Der Rückgang ist schätzungsweise auf 200 m zu veranschlagen.

Nürnberg.

Ernst Rudel.

Quartäre Vergletscherung der Anden in Bolivien und Peru. Prof. R. Hauthal, der nach 15-jähriger Tätigkeit als Geologe in Argentinien nunmehr nach Deutschland zurückkehrt und hier die Leitung des Römer-Museums in Hildesheim übernimmt, hat, wie Petermanns Mitteilungen (Juni-Heft 1906) berichten, auf Veranlassung und mit Unterstützung von Prof. Dr. Hans Meyer in Leipzig seine südamerikanischen Forschungen mit einer Untersuchung der Vergletscherung in Bolivien und Peru abgeschlossen. Er schreibt aus Santiago der genannten Zeitschrift hierüber:

„Meine Reise ist gut verlaufen; ich habe die bolivianische und peruanische Cordillere an mehreren Punkten studiert und konnte feststellen, daß die besonderen klimatischen Verhältnisse, wie sie noch heute in Bolivien und Peru herrschen, durch die Eiszeiten nicht verändert wurden; d. h. wo jetzt ein trockenes, niederschlagsarmes Klima (Nord-Argentinien) herrscht, war es auch zur Eiszeit so, daher dort geringe Ausdehnung der Vergletscherung. Eine durch außerirdische kosmische Ursachen bedingte allgemeine Erniedrigung der Temperatur hatte die Zunahme der Vereisung, die Eiszeiten, zur Folge. Auch der Charakter der Vereisung in den verschiedenen Breiten stimmt damit überein. Im Süden, Patagonien, war es eine gewaltige Inlandeismasse, hier in Bolivien waren es gewaltige Gletscher, die von bestimmten Zentren aus, z. B. Illampu, Illimani u. a., sich in die Ebenen ergossen, Täler schufen und erfüllten.“

Literaturbericht.

H. Schroeder und J. Stoller: Marine und Süßwasser-Ablagerungen im Diluvium von Uetersen-Schulau. Jahrb. d. K. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1905. XXIV. S. 94—102.

Durch Spezialkartierung und zwei fiskalische Tiefbohrungen ist die Schichtenfolge der Diluvialbildungen zwischen Uetersen und Schulau rechts der Unterelbe sicher festgestellt worden.

Als oberstes Glied des Diluviums tritt von Uetersen bis zum Steilufer der Elbe bei Wedel eine im allgemeinen dünne, in ihrer Mächtigkeit sehr schwankende, meist entkalkte Grundmoräne auf, die vielfach in Geschiebesand übergeht. Darunter folgen Spatsande oder fossilführende Schichten und diese werden unterlagert von einer z. T. mächtigen kalkigen unteren Grundmoräne, die bei Schulau an der Elbe hohe Steilwände bildet, eine stark wellige Oberfläche besitzt und sich nach Osten hin senkt.

Die fossilführenden Schichten bestehen aus marinen Tonen und im Hangenden derselben auftretenden Torflagern. Die bei Unterglinde südöstlich von Uetersen aufgeschlossenen marinen Tone enthalten eine gemäßigte Seichtwasser-Fauna. Es wurden beobachtet: *Rotalia Beccarii* L., *R. B.* var. *lucida* Madsen, *Nonionina depressula* W. u. J., *N. d.* var. *orbicularis* Brady, *Polystomella striatopunctata* F. u. M., *P. s.* var. *incerta* Will., *Bolivina* sp., *Ostrea edulis* L., *Mytilus edulis* L., *Cardium edule* L., *Tellina baltica* Gm., *Scrobicularia piperita* Gm., *Litorina litorea* L., *Balanus* sp., Ostracoden. Die hangendsten Tonschichten sind kalkfrei, von Wurzeln durchzogen und lieferten Reste von *Cervus elaphus*.

Der an mehreren Stellen auftretende Torf wird bis zu 7 dcm mächtig und enthält:

Menyanthes trifoliata L., *Sparganium ramosum* Huds., *Empetrum nigrum* L., *Betula verrucosa* Ehrh., *B. alba* L., *Pinus montana* Mill., *P. silvestris* L., *Picea excelsa* Lk., *Myrica Gale* L., Cariceen.

Zur Erforschung des Liegenden der fossilführenden Schichten wurde im Liegenden der oberen Grundmoräne und des Torfes bei der Riedemannschen Ziegelei eine Tiefbohrung angesetzt, die folgendes Resultat ergab:

0—4,5 m Abraum.

4,5—9,8 m blauschwarzer Ton, oben kalkfrei, von 7,5 m an mager, kalkhaltig, mit Schalenfragmenten von *Cardium*, *Tellina*, *Ostrea* usw.

9,8—19,5 kiesiger Sand mit viel nordischem Material,

19,5—22,5 m tonstreifiger Sand,

22,5—28,5 m schwarzgrauer bis hellgrauer fetter Tonmergel, in dünnen Lagen blätternd,

28,5—30,0 m grauer, toniger Geschiebemergel,

30,0—41,5 m nordischer Kies und kiesiger Sand,

41,5—48,0 m kiesiger Sand mit viel aufgearbeiteten tertiären Konchylienschalen,

48,0—150,0 Miocän.

Das Torflager von Schulau mit seiner gemäßigten Flora gehört in das Niveau der Torflager von Glinde, da im Hangenden ungeschichteter Geschiebesand mit großen Blöcken auftritt und darunter durch die Tiefbohrung 95 m mächtiges, wahrscheinlich einer Vereisungsperiode zugehöriges nordisches Diluvium mit unterlagerndem Miocän (95,5—200,5) erbohrt wurde.

Der gemäßigte Charakter der marinen Fauna bei Glinde und des Torfes bei Schulau steht demnach fest und die Überlagerung und Unterlagerung dieser durch Grundmoränen ist durch Tagesaufschlüsse und Tiefbohrungen sichergestellt, sodaß also hier die Annahme zweier Vergletscherungen und einer sie trennenden Interglacialzeit begründet erscheint.

F. Wahnschaffe.

A. Aigner: Eiszeitstudien im Murgebiete. Mitteilungen des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, 1905, S. 22—81.

Der Murgletscher bezog den größten Teil seiner Eismassen aus dem Niederen Tauern, während die im Süden des Murtales liegenden Berge wenig zur Vermehrung der Eismassen beitrugen; dadurch ist schon ein Gefälle gegen Süden bedingt. Die orographischen Verhältnisse begünstigten einerseits das Aufstauen einer gewaltigen Eismasse zwischen dem Lungau und Oberwölz, andererseits bedingten sie das Ostende des Murgletschers. Die fluvio-glazialen Schotter bilden unterhalb des Gletscherendes bei Judenburg zwei riesige Fächer; eine Trennung der einzelnen Schotterniveaus ergab für die Riß-, wie für die Würmeiszeit eine Gletscherschwankung, die sich in den Teilfeldern der Hoch- und Niederterrasse zu erkennen gibt. Über diesen Schotterniveaus liegt noch bei Weißkirchen Deckenschotter, mit dem auch eine fragliche Moräne in Zusammenhang zu bringen ist. Diese Terrassen lassen sich von der Judenburger Ebene gut flußabwärts verfolgen fast bis zur Mündung der Mur in die Drau; an mehreren Stellen sind auch vier Schotterterrassen entsprechend den vier Eiszeiten entwickelt. Die Endmoränen des Murgletschers liegen, abgesehen von den Gletscherenden im Pölstal, die durch das Überfließen des Eises aus dem Murtal in das Pölstal zu erklären sind, zwischen Talheim und Judenburg; es sind je zwei Gletscherenden aus der Riß- und Würmeiszeit vorhanden. Neben diesen im Haupttal gelegenen Moränen stammt vom Murgletscher noch eine ganze Reihe von Moränen in Kärnten, die dem Überfließen des Eises über niedrige Pässe (Neumarkter und Perchauer Sattel usw.) ihre Entstehung verdanken.

Das Nährgebiet des Murgletschers zeigt alle für ehemalige Gletschergebiete charakteristischen Oberflächenformen. Aus der Verfolgung der Schliiffgrenze ergibt sich im allgemeinen ein sehr geringes Gefälle des Eises im Lungau; erst im Osten wird dieses stärker, bis ein rasches Gefälle gegen das Gletscherende zu auftritt. In bezug auf die Entstehung der Treppenkare wird eine neue Ansicht ausgesprochen; der zweifache Karboden in diesen Kartreppen wird auf einen in zwei Etappen sich vollziehenden Karbildungsvorgang zurückgeführt.

Im oberen Murtal treten überall postglaziale Schotteranhäufungen auf, die teils keine Verbindung mit Moränen haben, teils aber durch ihre Verknüpfung mit solchen erkennen lassen, daß das Murgebiet zur Zeit der Rückzugsstadien der Vereisung vergletschert war; der Bühlgletscher reichte bis Tamsweg, da im Lungau die einzelnen Eisströme sich vereinten, während weiter talabwärts die Gletscher selbständig in den Tälern endeten. Die jüngeren Moränen (Gschnitz- und Daunstadium) liegen in den Karen. Für das Gschnitzstadium ergibt sich eine Höhenlage der Schneegrenze in 2100 m, für das Bühlstadium eine Höhe von 1800—1900 m, für die Würmeiszeit 1500—1600 m.

F. R. Heritsch.

Bibliographie.

Über die Anordnung der Titel und die gebrauchten Abkürzungen vergleiche die Bemerkungen im ersten Heft dieser Zeitschrift, S. 76.

Rezente Gletscher.

Allgemeine Gletscherkunde.

- Gletscherkonferenz.** *Archives des Sc. phys. et nat. (Genève)* (4) 21 **Mercanton.**
(1906): 313—25.
La III^e conférence glaciaire internationale. Par Paul-L. Mercanton.
Schneedichte. *B. A. Imp. Sc. St. Pétersbourg* 20 (1904): 49—54. **Rosenthal.**
Dichte des Schnees in Irkutsk. Von R. Rosenthal (Russisch).
Polareis. *Verh. Deutsche Physik. Ges.* 8 (1906): 162—8. **v. Drygalski.**
Das Eis der Polargebiete. Von Erich von Drygalski.

Gletscher einzelner Gebiete.

Europa : Alpen.

- Schweiz.** *Verhandl. Schweiz. Naturf. Ges.* 1905. **Hagenbach-Bischoff.**
Luzern 1906: 373—80.
Bericht der Gletscherkommission für das Jahr 1904/05 [erstattet durch deren Präsidenten Hagenbach-Bischoff. Berichtet wird vor allem über die Messungen am Rhonegletscher im Jahre 1905. E. B.]
— *Sonntagsblatt des „Bund“ (Bern)* 1906: No. 13, 14. **Dübl.**
Zwei Beschwörungen des Grindelwaldgletschers im XVIII. Jahrhundert. Von Dr. Heinrich Dübi (Bern).
[Stellt u. a., z. T. nach Strassers „Gletschermann“, z. T. nach Gruner, die Angaben über den Größenstand des Grindelwaldgletschers in vergangenen Jahrhunderten zusammen. E. B.]
Frankreich. *B. S. Neuchâtoise de G.* 16 (1905): 32 S. **Girardin.**
Les glaciers de Savoie. Etude physique: Limite des neiges, retrait. Par M. Paul Girardin. *Mit 10 Abb.*
Italien. *B. Soc. Geogr. Italiana* 1906: 546—68. **Marson.**
Luigi Marson: Sui Ghiacciai dell' Adamello-Presanella (alto bacino del Sarca-Mincio). *Mit 10 Abb. u. 2 Taf.*
[Schildert die Schwankungen der Gletscher dieser Gruppe, die Setzung von Marken und gelegentlich auch alte postglaciale Moränenwälle. E. B.]

Übriges Europa.

- Norwegen.** *Verh. d. nat.-med. Vereins zu Heidelberg* (2) 2 (1905): S. 1. **Quincke.**
Über den Kjendalsgletscher in Norwegen. Von G. Quincke.
Island. [*Petermanns M., Ergänzungsheft* 152 (1905): 162 S. **Thoroddsen.**
Island. Grundriß der Geographie und Geologie. Von Prof. Dr. T. Thoroddsen.
Mit Karten. 4^o.

Außereuropäische Gebiete.**Zentral-Asien.****Lipskij.**

W. J. Lipskij: Berg-Buchara. Resultate dreijähriger Reisen in Zentralasien in den Jahren 1896, 1897 u. 1898. Ausgabe der kais. Russ. G. Ges. (Russisch). III. Teil: Hissargebirge und Ostbuchara: Kette von Darwas, Masargebirge und Kette Peters des Großen. 4^o. 188 S. mit Abb. u. 1 K. St. Petersburg 1905.

[Eingehend werden die heutigen Gletscher geschildert und zwar die Gletscher am Murapaß der Hissarkette, der Quellgletscher des Masar in den Bergketten von Darwas, besonders ausführlich die Gletscher am Süd- und Nordabhang der Kette Peters des Großen, sowie an der Nordseite des Masargebirges (mit Phototypien)].

Vereinigte Staaten.*Mazama* 2 (1905): 195—200.**Reid.**

The Glaciers of Mount Hood and Mount Adams. By H. F. Reid. *Mit Abb.*

— *Rep. VIIIth Internat. G. Congress*, 1904 (1905): 493—6. **Chaney.**

Glacial Explorations in the Montana Rockies. By Prof. L. W. Chaney.

— *Mazama* 2 (1905): 185—9. **Gannett.**

Lake Chelan and its glacier. By H. Gannett. *Mit Abb.*

— *J. of Geol.* 13 (1905): 556. **Henderson.**

Arapahoe Glacier in 1905. By J. Henderson.

— *J. of Geol.* 13 (1905): 358—62. **Lee.**

Note on the Glacier of Mt. Lyell, California. By Willis T. Lee.

[Two glaciers lying side by side extend about onehalf mile down the slope of this mountain in the High Sierras of California. The cañon for 14 miles below the glaciers shows evidence of glaciation, but drift material is very scanty. The glaciers are crowding their moraines closely and do not therefore appear to have been shrinking recently, and comparison with photographs taken by J. C. Russell in 1883 confirms this idea. F. Leverett.]

Südamerika: Peru. *Rep. VIIIth Internat. G. Congress*, 1904 (1905): 497—500. **Pfordte.**

The Glaciers of Poto, Peru. By O. F. Pfordte.

Grönland. *G. Tidsskrift* 18 (1905—6): 155—64. **Koch.**

Om fremtidige topografiske Arbejder og Gletsjermaalinger i Grønland, belyst ved en Kritik af Dr. M. C. Engell's Ekspedition i 1902. Af Premierløjtnant J. P. Koch.

— *G. Tidsskrift* 18 (1905—6): 164—66. **Engell.**

Om fremtidige Gletsjermaalinger i Grønland. Af M. C. Engell.

Antarktika.**Mill.**

The Story of Exploration, edited by Dr. J. Scott Keltie: The Siege of the South Pole. By H. R. Mill. London, 1905. XVI + 456 S. 8^o. *Mit 77 Abbildungen und grosser Karte.*

— **Scott.**

The Voyage of the Discovery. By Captain Robert F. Scott, R. N., C. V. O. 2 Bände. London, Smith, Elder & Co. 1905. XX + 556, XII + 508 S. 8^o. *Mit Karten u. Abb.*

— **Armitage.**

Two Years in the Antarctic. Being a Narrative of the British National Antarctic Expedition. By Lieut. A. B. Armitage. London, E. Arnold, 1905: XX + 316 S. 8^o. *Mit Karte und Abbildungen.*

— *La G., B. S. G. Paris* 11 (1905): 409—412. **Charcot.**

Rapport préliminaire de l'expédition antarctique française. Par J. B. Charcot. *Mit Karte.*

Antarktika.
Globus 88 (1905): 184—90.

Krebs.

Streitfragen der antarktischen Klimatologie. Von W. Krebs. *Mit Karte.*
Arctowski, Dobrowolski.

Expédition antarctique Belge. Résultats du voyage du S. Y. Belgica en 1897—98—99 sous le commandement de A. de Gerlache de Gomery. Rapports scientifiques: Météorologie: Rapport sur les observations météorologiques horaires, par H. Arctowski. Anvers, 1904, 52 und 150 S. 4^o. Observations des nuages, par A. Dobrowolski. Anvers, 1903, 158 S. 4^o. — La neige et le givre, par A. Dobrowolski. Anvers 1903, 80 S. 4^o.

Eis der Seen, Flüsse und Meere.
Preußische Seen. *Schriften Physik.-ökonom. Ges. (Königsberg)* 47 (1906): 8—13. **Braun.**

Eiswirkung an Seeufern. Von Dr. Gustav Braun-Königsberg i. Pr. *Mit 4 Abb. und einem Nachtrag.*

[Schildert durch Eisdruck im Januar 1906 aufgeschobene Sandwälle und Wälle aus Seegrundmaterial am Ufer des Löwentin-Sees in Ostpreußen. Thermische Ausdehnung der Eisdecke als Folge des Steigens der Temperatur nach einer strengen Frostperiode wird mit Gilbert als Ursache angesehen. E. B.]

Baffinsbay. *Veröffentl. d. Instituts für Meereskunde u. d. geogr. Instituts d. Universität Berlin, Heft 7* (1906): 135 S. 8^o. **Mecking.**

Die Eistrift aus dem Bereich der Baffins-Bay, beherrscht von Strom und Wetter. Von Dr. Ludwig Mecking. *Mit Tabellen und Karten.*

[Behandelt auch das im Meer in Form von Eisbergen schwimmende Gletschereis.]

Quartäre Eiszeit.
Allgemeines.
Maximale Eisdicke.
Geol. Mag (5) 3 (1906): 120—4.

Schwarz.

The Thickness of the Ice-Cap in the various Glacial Periods. By E. H. L. Schwarz.

[Experimentell ist nach Ansicht des Verfassers festgestellt, daß die maximale Höhe einer Eissäule, deren Temperatur an der Basis 0° C. beträgt, 1600 Fuß = 500 m ist. Kein ungewalzter Eisberg überschreitet diese Grenze, weder in Grönland, noch in der Antarktis. Andererseits zeigen v. D r y g a l s k i's Beobachtungen in Grönland, daß das dortige Inlandeis an seiner Basis nicht kälter als 0° C. sein könne. Daher stellt nach Ansicht des Verfassers jene Mächtigkeit von rund 500 m uns das Maximum der Mächtigkeit dar, das je heute oder in der Eiszeit von einem Gletscher erreicht werden konnte. Die Gletscherspuren hoch oben am Gehänge der Täler möchte Verfasser ebensowenig als Beweis für eine größere Eismächtigkeit gelten lassen, wie Flußterrassen für eine entsprechende Tiefe des Flusses. Die Spuren in der Höhe sollen alt, die Talsohle jung sein. E. B.]

Gletschererosion.
Bull. Geol. S. of Am. 16 (1905): 13—74.

Fairchild.

Ice erosion theory a fallacy. By H. L. Fairchild.

[Verf. leugnet eine wesentliche Gletschererosion und sucht das einerseits durch Beobachtungen an Gletschern der Alpen, dann aber besonders durch solche am Finger Lake in New York darzutun. Er schließt auf das Fehlen einer glacialen Erosion aus dem Auftreten von verwitterten Gesteinen in den einst vergletscherten Tälern; die Verwitterung hält er für präglacial. E. B.]

Totale Vergletscherung der Erde.**Gugenhahn.**

Die Vergletscherung der Erde von Pol zu Pol. Von Max Gugenhahn, Baurat bei dem hydrographischen Bureau der K. Württ. Ministerialabteilung für den Straßen- und Wasserbau. Mit 154 Abb. Berlin, Kommissions-Verlag von R. Friedländer u. Sohn, 1906. 200 S. 8°. Preis 8 Mark.

[Verf. gewann aus seiner langjährigen Tätigkeit im Baufach die Überzeugung, „daß die heutigen Formen unserer Berge und Täler niemals aus bloßer Ab- und Ausschwemmung erklärt werden können.“ Er nimmt vielmehr an, daß so gut wie alle Formen auf der Erdoberfläche durch Gletscherwirkung entstanden seien. Von den Polen, den Alpen u. s. f. sollen Eisströme ausgegangen sein, die sich weit über den Äquator erstreckten, die Ozeane und Festländer erfüllten, ganze Festländer abtrugen, Gebirgsketten zertrümmerten, Meeresbecken ausbohrten u. s. f. Der Verf. setzt sich damit mit der gesamten heutigen Wissenschaft in Widerspruch. E. B.]

Eiszeitablagerungen einzelner Gebiete.**Europa.**

Alpen: Frankreich. *Assoc. franç. avenc. Sc.* **33**, Grenoble 1904 (1905): 644—59. **Hitzel.**

Sur la limite d'extension des glaciers pleistocènes dans la vallée de l'Isère inférieure.

Par M. Hitzel. Mit 2 Karten.

— — *Assoc. franç. avenc. Sc.* **33**, Grenoble 1904 (1905): 660—77. **Hitzel.**

Topographie glaciaire de la haute vallée de la Côte-Saint-André (Isère). Par M. Hitzel.

Mit 3 Karten.

— — *P. R. S. Edinburgh* **26** II (1906): 112—115. **Collet.**

Note on two Rock Basins in the Alps. By Dr. Léon W. Collet.

[Beschreibt das Felsbecken von Barberine und das des Sees von Vogetalle in den savoyischen Alpen; beide werden abgebildet und ihre Entstehung durch Gletschererosion erklärt. E. B.]

—: **Schweiz.** *Eclogae geol. Helvetiae* **9** (1906): 61—74. **Blumer.**

Über Pliocän und Diluvium im südlichen Tessin. Von Dr. S. Blumer. Mit 4 Profilen.

[Schildert die Lagerungsverhältnisse des marinen Pliocäns und der quartären Tone und Schotter bei Pontegana und Balerna unweit Chiasso und bei Calprino und Noranco unweit Lugano. Pliocäne Fossilien sind vereinzelt durch Aufarbeitung in quartäre Tone gekommen. E. B.]

— — *Eclogae geol. Helvetiae* **9** (1906): 123—32. **Antenen.**

Die Vereisungen im Eriz und die Moränen von Schwarzenegg. Von Dr. F. Antenen.

Mit 3 Profilen.

[Schildert die Quartärbildungen dieses nördlich vom Thuner See im Bereich des alten Aaregletschers gelegenen Gebietes. Es finden sich Spuren zweier Eiszeiten, Riß- und Würm-Vergletscherung, dann solche des Bülhstadiums an einem lokalen Gletscher. E. B.]

— — *M. Berner Naturf. Ges.* 1906: 35 S. **Turnau.**

Der prähistorische Bergsturz von Kandersteg. Mit 1 Karte und 5 Figuren. Von Viktor Turnau.

[Der Bergsturz ist postglacial und auch erst nach dem Gschnitzstadium des Kander- gletschers niedergegangen; die ganz vereinzelt gekritzten Geschiebe mögen durch Aufschürfung der Gschnitzmoränen hineingekommen sein. E. B.]

- Alpen: Schweiz.** *M. Naturf. Ges. Bern* 1906: 2 S. **Baltzer.**
 A. Baltzer: Über eine Grabenversenkung in glacialen Kiesen. *Mit einer Lichtdrucktafel.*
 [Durch exogene Vorgänge (nach dem Verf. möglicherweise durch subterrane Erosion) verursachte lineare Grabenversenkung von ca. 10 m Höhe und 10 m Breite im Glacialkies bei Bern. E. B.]
- — *Programm d. höheren Töchter Schule Zürich* **Wehrli.**
 1905/06. Zürich 1906. 20 S. 8^o.
 Die geologische Entstehung unserer Tonlager. Mit 1 Tafel. Vortrag in der Züricher naturf. Ges. von Dr. Leo Wehrli.
- **Bayern.** *M. geogr. Ges. München* 1 (1906): 561—624. **Ule.**
 Studien am Ammersee in Oberbayern. Von Willi Ule. Mit einer Kartentafel.
 [Behandelt u. a. auf Grund einer nach eigenen Lotungen konstruierten Tiefenkarte des Sees in 1:50 000 die Gestalt des Beckens und seine rezenten Umbildungen, sowie die geologischen Verhältnisse und die Entstehung des Sees. Der See (größte Tiefe 82,5 m) wird im Gegensatz zu Penck nicht als Werk der Gletschererosion aufgefaßt, sondern als ein altes Flußtal, das durch den Gletscher vor Zuschüttung bewahrt geblieben sein soll, während am unteren Ende Moränen und Glacialschutt aufgehäuft wurden; das Bett des alten Wasserlaufes soll unterhalb ganz verschüttet und daher heute nicht mehr zu finden sein. E. B.]
- **Tirol.** *M. K. K. G. Ges. Wien* 48 (1905): 561—70. **Wissert.**
 Das Wangernitzenkar in der Schobergruppe. Von A. Wissert. *Mit Karte u. Abb.*
- **Steternmark.** *G. Jahresber. aus Österreich* 4 (1906): 9—74. **Lucerna.**
 Gletscherspuren in den Steiner Alpen. Von Dr. Roman Lucerna. *Mit 10 Abb. im Text und 1 Karte.*
- Böhmen.** *Vestník des Naturw. Klubs in Prossnitz* 1906: 5 S. **Spitzner.**
 Kantengeschiebe aus den diluvialen Terrassen bei Beraun in Böhmen. Von V. Spitzner (Tschechisch). *Mit 4 Tafeln.*
 [Die Entstehung der Kantengeschiebe wird in die diluviale Steppenzeit verlegt.]
- Karpathen.** *Rozpraw Wydziału mat.-przyrod. A. Umiejętnosci w Krakowie* **Romer.**
 46 (1906): 11—91.
 Eugeniusz Romer: Epoka lodowa na Świdowcu. *Mit 8 Abb. u. 3 Tafeln.*
 [Das polnische Original des S. 80 aufgeführten deutschen Auszuges. Der Verf. schildert die Gletscherspuren der im Quellgebiet der Theiss im Komitat Marmaros gelegenen bis 1883 m ansteigenden Gebirgsgruppe. Es finden sich Kare und übertiefte Täler, die in eine ausdruckslose alte präglaciale Landoberfläche eingeschnitten sind. Als Schneegrenze findet der Verf. für die letzte (Würm-)Eiszeit 1450 m, für die ältere (Riß-)Eiszeit 1300 m. 3 Karten in 1:15 000 stellen die wichtigsten Kare dar. E. B.]
- Niederlande.** *Archives Teyler* (2) 10, 2^e partie (Haarlem, 1906): 17 S. **Dubols.**
 La pluralité des périodes glaciaires dans les dépôts pleistocènes et pliocènes des Pays-Bas. Par Eug. Dubois (Première Partie). *Mit 1 Taf.*
- *Verh. K. Ak. van Wetenschappen (Amsterdam).* II. Sek. **Jonker.**
 12 No. 3 (1906): 33 S.
 Bijdragen tot de Kennis der sedimentaire Zwerfsteenen in Nederland. I. De Hondsrug in de Provincie Groningen. 2. Bovensilurische Zwerfsteenen. Derde mededeeling: Zwerfsteene von den ouderdom der Oostbaltische Zone K 1. Door Dr. H. G. Jonker. *Mit einer Tafel.*

- Niederlande.** *M. a. d. mineralogisch-geol. I. d. Reichs-Universität Groningen* 1 (1905): 41—237. **van Calker, Jonker.**
 Die sedimentären und kristallinen Geschiebe der Moränen-Ablagerungen in der Stadt und Umgebung von Groningen: A I. Beiträge zur Kenntnis der Sedimentär-
 geschiebe in Niederland.
 Der Hondsrug in der Provinz Groningen: Cambrische und untersilurische Geschiebe,
 von Dr. H. G. Jonker.
 Mikroskopische Bilder Schonenscher Basalte, von F. J. P. van Calker.
 Basaltgeschiebe aus den Provinzen Groningen, Friesland, Drenthe, von F. J. P. van
 Calker.
- Dänemark: Quartärfauna.** *Danmarks geol. Undersögelse* (3) No. 5: 133 SS. **Nordmann.**
 Danmarks Pattedyr i Fortiden. Af V. Nordmann. Kopenhagen, 1905.
 [Behandelt die präquartären, quartären (präglacialen, interglacialen, glacialen)
 postglacialen (Tundrazzeit, Steppenzeit) Säugetierreste Dänemarks.]
- Nord-Deutschland.** *M. fra Dansk geol. Foreningen* No. 11 **Milthers.**
 (Kopenhagen, 1905): 113—118.
 Woher stammen die sogenannten „Rödö“-Quarzporphyrgeschiebe im baltischen
 Diluvium? Von V. Milthers.
 [Die geringe Verwandtschaft der genannten Geschiebe des baltischen Diluviums
 mit anstehenden Rödögesteinen und das scheinbare Fehlen der Geschiebe in Upland,
 auf den Ålandsinseln und im westlichen Finland zeigen, daß die Heimat der Geschiebe
 nicht in der Gegend von Rödö oder überhaupt im Bottnischen Meerbusen, sondern südlich
 der Ålandsinseln zu suchen ist. Der Verfasser vermutet die Heimat in der nördlichsten
 Ostsee südlich der Ålandsinseln. Er schlägt an Stelle des alten Namens den Namen
 Roter Ostseequarzporphyr vor. E. B.]
- *Monatsber. d. deutsch. geol. Ges.* 1905: 135—55. **Martin.**
 J. Martin: Über die Abgrenzung der Innenmoränen.
- *Neues Jb. f. Min.* 1906 I: 71—80. **Philippi.**
 Über Facettengeschiebe aus norddeutschem Diluvium. Von E. Philippi. *Mit*
Taf. VIII.
 [Facettengeschiebe d. h. Geschiebe mit ebenen angeschliffenen Flächen, die in
 Kanten unter verschiedenen Winkeln zusammenstoßen und dabei mit parallelen
 Schrammen bedeckt sind, wie sie 1886 Wynne, später Koken und Noetling aus
 dem Jungpaläozoicum der Salt Range beschrieben haben, waren bisher aus quartären
 Glacialschichten nicht bekannt. Philippi beobachtete solche Facetten an einer
 Anzahl von Eisberggeschieben in der Antarktis und fand später auch im untern Ge-
 schiebemergel bei Saßnitz auf Rügen eine Reihe typischer Facettengeschiebe, von
 denen er einige abbildet. Die oft bezweifelte glaciale Entstehung der Facettengeschiebe
 steht nunmehr fest. Sie bildeten sich wohl derart, daß an ein in eine zähe Matrix
 eingebackenes Geschiebe vom darüber hinweg gleitenden Gletscher eine Facette an-
 geschliffen wurde, nach einer erfolgten Lagenänderung eine zweite und so fort. Mit den
 durch Windwirkung entstandenen Dreikantern haben die Facettengeschiebe nur in-
 sofern etwas zu tun, daß auch diese durch Schliff entstanden, aber nicht durch
 Gletscherschliff, sondern durch Windschliff. E. B.]
- **Westen.** *Jb. kgl. preuß. Geol. Landesanstalt* 26 (1905): 1—14. **Menzel.**
 Beiträge zur Kenntnis der Quartärbildungen im südlichen Hannover: 3. Das Kalktuff-
 lager von Alfeld an der Leine. Von Hans Menzel.

- Nord-Deutschland: Westen.** *Jahresb. Ver. f. Nat. in Braunschweig* **14** **Stolley.**
(1903—5): 58—62.
Die Ergebnisse zweier Tiefbohrungen in der Umgegend von Braunschweig. Von E. Stolley.
- — *Jb. K. preußische Geol. Landesanstalt* **26** (1905): 254—69. **Gagel.**
Geologische Notizen von der Insel Fehmarn und aus Wagrien. Von C. Gagel.
- — *M. G. Ges. Lübeck* **20** (1905): 1—62. **Friedrich.**
Die Grundmoräne und die jungglacialen Süßwasserablagerungen der Umgebung von Lübeck. Von P. Friedrich. *Mit 6 Tafeln.*
- — *M. G. Ges. Lübeck* **20** (1905): 65—112, I—XXIX. **Friedrich, Heiden.**
Die lübeckischen Litorinabildungen. Von P. Friedrich und H. Heiden. *Mit 1 Tafel.*
- — *Jb. Kgl. Preuß. Geol. Landesanstalt* **26** (1905): 15—25. **Bärtling.**
Der Äs am Neuenkircher See an der mecklenburgisch-lauenburgischen Landesgrenze. Von R. Bärtling.
[Ein typischer 20 km langer Geröll-Äs, der als Flußabsatz in einem geschlossenen glacialen Kanal gedeutet wird.]
- — *Z. deutsch. geol. Ges.* **57** (1905): 165—72. **Gagel.**
Neuere Beobachtungen über die diluvialen Störungen im Lüneburger Turon. Von C. Gagel. *Mit 2 Abb.*
[Es handelt sich um Turon, das durch Inlandeis dislociert ist.]
- — *Monatsber. d. Deutschen geol. Ges.* 1905: 434—45. **Gagel.**
C. Gagel: Über die südliche und westliche Verbreitung der oberen Grundmoräne in Lauenburg. *Mit Tafel.*
- — *Jb. Kgl. preuß. Geol. Landesanstalt* **25** (1904, Berlin 1906): 662—68. **Gagel.**
C. Gagel: Wissenschaftliche Ergebnisse der Aufnahme-Arbeiten auf den Blättern Gudow, Seedorf, Jarrentin, Nüsse und Siebeneichen (Lauenburg) im Jahre 1904.
- — *Arch. Nat. Meckl.* **60** (1906): 32 S. **Geinitz.**
Die geologischen Resultate der Bohrungen für das Parchimer Wasserwerk, mit Bemerkungen über das Interglacial von Ratzeburg und Oldesloe (XIX. Beitrag zur Geologie Mecklenburgs). Von E. Geinitz. *Mit 2 Taf.*
- — *Centralblatt f. Min. etc.* 1906 No. 3: 66—72. **Gagel.**
Über die Entstehung und Beschaffenheit der Parchimer Interglacialsschichten. Von C. Gagel.
- — *Centralblatt f. Min. etc.* 1905: 673—8. **Gagel.**
Zur Frage des Interglacialss. Von C. Gagel.
[Behandelt mecklenburgische Vorkommnisse.]
- — *Centralblatt f. Min. etc.* 1906: 181—9. **Menzel.**
Über die erste (älteste) Vereisung bei Rüdersdorf und Hamburg und die Altersstellung der Paludineschichten der Berliner Gegend. Von Hans Menzel.
- — *Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges.* **57** (1905): 121—31. **Solger.**
Über Staumoranen am Teltowkanal. Von F. Solger.
[Geländewellen im S. von Berlin werden auf Stauchungen durch das zurückweichende Inlandeis bei kurzen Stillstandlagen zurückgeführt.]
- **Osten.** *M. d. Naturw. Ver. f. Neu-Vorpommern u. Rügen (Greifswald)* **36/37** (1905/6): 98 S. **Deecke.**
Neue Materialien zur Geologie von Pommern. II. Bohrungen im Diluvium Vorpommerns. Von W. Deecke.

[Die Resultate von 200 Bohrungen werden verwertet. Überall sind drei Geschiebemergel nachzuweisen, zwei im unteren, einer im oberen Diluvium. Präglaciale quartäre Schichten fehlen, interglaciale sind selten, torfig oder wiesenmergelartig; vereinzelt kommen darin Mammutknochen vor. Verwerfungen und Verschiebungen durchsetzen gelegentlich das Quartär. E. B.]

— — *Neues Jb. f. Min., Geol. u. Pal.* **20** (1905): 445—65. **Deecke.**

Ein Versuch, die Bänke der Ostsee vor der pommerschen Küste geologisch zu erklären. Von W. Deecke. *Mit Taf.*

[Die Plantagenetbank wird mit Rücksicht auf die Struktur Rügens als Staumoräne aufgefaßt, der Adlergrund als Endmoräne oder Kameslandschaft mit scharf eingeschnittenem, gegen Süden sich trompetenförmig erweiterndem Schmelzwassertal, die Oderbank als ein Jasmünd entsprechendes Landstück mit seitlich ansitzenden Dünen und einer Verlängerung durch Sandanhäufung am Südende. Die Stolpebank, die möglicherweise im engern Sinn schon zu Skandinavien gehört, ist schwieriger zu deuten. Die parallelen langgestreckten Hügelreihen an ihrem Westrand mögen Drumlin sein. Während der Senkung dieser Glaciallandschaft unter den Meeresspiegel wurde durch die Brandung massenhaft Sand geschaffen, der das Material für die Dünen der benachbarten Küsten lieferte. E. B.]

— — **Kgl. preuß. Geol. Landesanstalt.**

Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1 : 25 000. Herausgegeben von der Kgl. preußischen Geologischen Landesanstalt. Lieferung 124. Berlin 1904. 4 Blätter (Blatt Quaschin und Blatt Zuckau aufgenommen durch B. Kühn, Blatt Prangenau und Paglau aufgenommen durch W. Wolf).

[Die Blätter umfassen einen ein Meßtischblatt breiten, nord-südlich verlaufenden Streifen nahe dem Ostrand des Kassubischen Hochlandes westlich von Danzig. Das Gebiet erscheint als eine gewaltige Anhäufung von quartärem Moränenmaterial der letzten Eiszeit von außerordentlicher Mächtigkeit (140 m erbohrt). E. B.]

— — *Z. d. Deutsch. Geol. Ges.* **56** (1906): 207—9. **Vorwerg.**

O. Vorwerg: Kantengeschiebe aus dem Warmbrunner Tal. *Mit 2 Fig.*

— — *Schriften phys.-ökonom. Ges. Königsberg* **46** (1905): 1—43 **Schellwien.**

E. Schellwien: Geologische Bilder von der Samländischen Küste. *Mit 54 Abb.*

[Der leider inzwischen verstorbene Königsberger Geologe gibt eine ganze Serie Ansichten von der Samländischen Küste, die die Lagerung des Tertiärs und des Diluviums erkennen lassen, sowie die mannigfachen durch den Druck des Inlandeises hervorgerufenen Störungen. E. B.]

Schweden. *Geol. Forningens i Stockholm Förhandlingar* **28** (1906): 55—89. **Holst.**

Nils Olaf Holst: De seuglacials lagren vid Toppeladugård.

Norwegen. *Noyes geol. Undersogelse* No. 41. **Brøgger.**

Strandliniens Beliggenhed under Stenaldere i det sydøstlige Norge. Af W. C.

Brøgger. Kristiania 1905. 339 S. 8°. *Mit deutschem Resumé, 11 Tafeln, 2 Karten u. 9 Figuren im Text.*

Probleme der Gletscherkunde.¹⁾

Von **Hans Hoß** in Ansbach.

Der Begriff Gletscherkunde wird gegenwärtig von Vielen ziemlich weit gefaßt, so daß nicht nur die wissenschaftliche Erforschung der gegenwärtig auf der Erde vorhandenen Gletscher darunter fällt, sondern auch alles, was zur Erkenntnis über Entstehung, Wirkung und Verschwinden der ehemaligen Gletscher gehört, in ihren Bereich gezogen wird. Vieles über Ausdehnung und Wirkungen dieser alten Gletscher ist uns heute sicher bekannt, besonders soweit es sich um die Forschungsergebnisse in Europa und in einem großen Teil von Nordamerika sowie in Neuseeland handelt. Weniger sicher sind wir bezüglich der Ausdehnung der alten Vergletscherungen in den bis jetzt schwach durchforschten Gebieten des zentralen Asien, der Anden Südamerikas und anderer seltener betretener Hochgebirge. Die geologische Durchmusterung der Moränen- und der ihnen vorgelagerten Schottergebiete haben für die Vergletscherung Nordamerikas und Nordeuropas, besonders aber für die der Alpen zu einer Kenntnis über den Verlauf der Eiszeit geführt, wonach wir annehmen dürfen, daß diese Gebiete mehrmals lange Zeiträume hindurch von großen Eismassen überflutet waren und daß zwischen diese Perioden starker Vergletscherung sehr lange Zeiträume fallen, in denen das Eis ganz oder fast ganz von der früheren Lagerstätte verschwunden war. Für die Alpen dürfen wir nach den Ergebnissen, welche A. P e n c k und E. B r ü c k n e r soeben in ihrem monumentalen Werke „Die Alpen im Eiszeitalter“ zusammenstellen, 4 Vergletscherungsperioden mit 3 dazwischen liegenden Interglazialzeiten annehmen, welche alle in die geologische Periode des Quartär fallen.

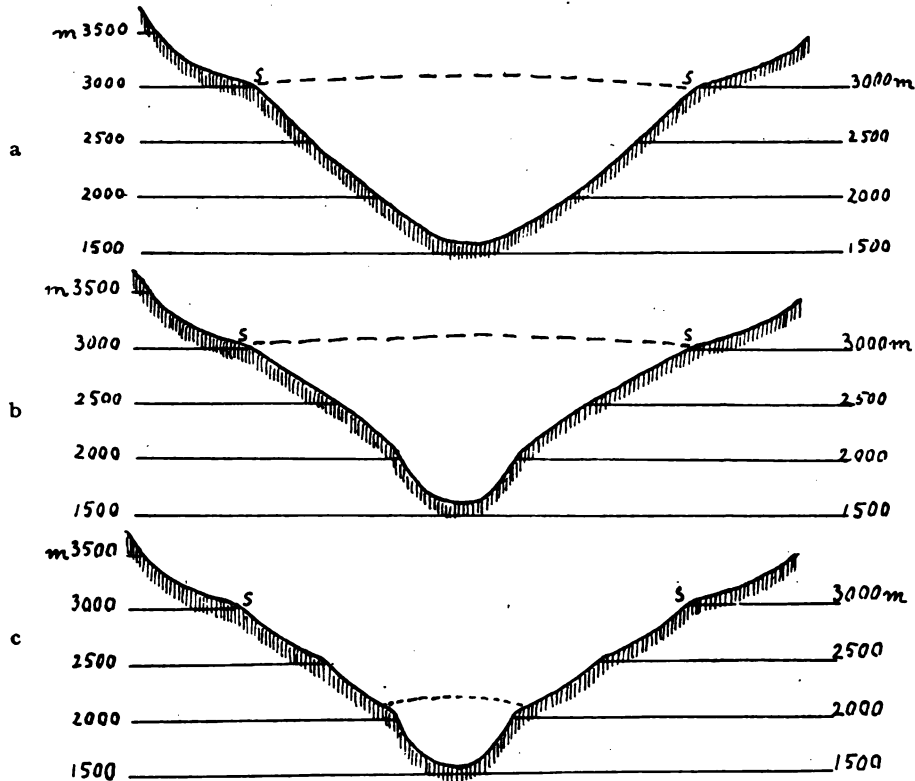
¹⁾ Nach einem in Erlangen am 6. Juni 1906 bei der Hauptversammlung des „Deutschen Vereins zur Förderung des Unterrichts in Mathematik und Naturwissenschaften“ gehaltenen Vortrag.

Einen weiteren zweifellosen Erfolg hat die geologische Durchforschung der alten Gletschergebiete besonders durch die Vergleichung dieser mit solchen Gebirgsgegenden errungen, welche niemals vergletschert waren. Was dabei erzielt wurde, veranschaulichen am einfachsten die schematischen Bilder, welche kürzlich W. M. Davis¹⁾ gegeben hat. Sie zeigen deutlich den Unterschied der Erosionsformen, welche das rinnende Wasser erzeugt, gegenüber den durch das strömende Eis hervorgebrachten; sie lassen vor allem die Trogform deutlich erkennen, welche die alten Gletscherbetten charakterisiert; sie zeigen aber auch den Unterschied in den verschiedenen Auffassungen über den Taltrog, welche gegenwärtig noch unter den Forschern bestehen, die der erodierenden Tätigkeit der Gletscher einen kräftigen Anteil an der Talbildung zuschreiben, sobald man sie mit entsprechenden Darstellungen dieser anderen Auffassungen vergleicht. Nach Davis würde ein Gletscher einen Trog erzeugen, der bis zur oberen Grenze der Vergletscherung reicht. Penck und Brückner dagegen betrachten, dem Augenschein in den Alpen entsprechend, nur den untersten Teil der Täler als trogförmig, während ich vor einiger Zeit darauf hinwies, daß aus den Profilen der Alpentäler der Schluß gezogen werden könne, es seien 4 solche Tröge ineinander geschachtelt, deren jeder während einer der 4 Vergletscherungen entstanden sei. Die entsprechenden Profile der ehemals vergletscherten Täler zeigt Fig. 1. Zwischen Davis' und meiner Auffassung besteht insofern ein inniger Zusammenhang, als beide von der Anschauung ausgehen, daß jeder Gletscher sein Bett allmählich bis an seine oberen Ränder trogförmig ausgestalten müsse. Welche dieser verschiedenen Auffassungen sich später auch als richtig herausstellen mag, das eine ist sicher, daß der Nachweis des Taltroges zu gunsten der stark erodierenden Tätigkeit der Gletscher entschied und daß damit die Über tiefung der Haupttäler gegenüber den in sie mit Steilstufen einmündenden Nebentälern einwandfrei erklärt werden kann.

Sobald wir aber versuchen, über die Dauer der Eiseinlagerung in den Hochgebirgen, über das Maß der Abtragung durch Eis in einem bestimmten Zeitraum, über die intimeren Vorgänge bei der Bearbeitung der Gesteine durch das Eis Aufschluß zu erhalten, lassen uns die rein

¹⁾ Vgl. W. M. Davis: The sculpture of mountains by glaciers. The Scottish Geogr. Magazine. Vol. XXII, 1906, p. 76. Ähnliche Bilder wurden früher u. a. auch von Hans Reusch und von mir veröffentlicht. Die Bilder von Davis werden in einem Auszuge von dessen Arbeit in dieser Zeitschrift an anderer Stelle wiedergegeben.

geologischen Beobachtungen im alten Gletschergelände im Stich; dann bleiben ausschließlich Untersuchungen an den heutigen Gletschern und die auf ihre Substanz und ihr Bett bezüglichen physikalischen



Figur 1.

Profil eines vergletschert gewesenen Tales:

- a nach Davis: Einmalige Vergletscherung. Gletscheroberfläche beim Trogrand (obere Schliffgrenze).
- b nach Penck und Brückner: Viermalige Vergletscherung. Nur der unterste Teil des Tales hat Trogform. Gletscheroberfläche bis obere Schliffgrenze.
- c nach Heß: Viermalige Vergletscherung. Vier ineinander geschachtelte Tröge. Gletscheroberfläche beim unteren Trogrand; obere Schliffgrenze Boden des ältesten Troges.

Studien zur besseren Aufklärung übrig. Ebenso wird erst das sorgfältige Studium der klimatischen Bedingungen, unter denen das Gletscherphänomen in den verschiedenen Regionen der Erdoberfläche gegenwärtig auftritt, den Schlüssel liefern für die Lösung des Rätsels, das bis heute noch trotz der vielfachen Arbeiten über Ursache, Ver-

lauf und Dauer der Eiszeit besteht. Die Vielgestaltigkeit der Aufgaben, welche die Gletscherkunde im engeren Sinne zu lösen hat, wird ersichtlich, wenn wir das wesentlichste, was wir heute von den Gletschern sagen können, in einigen Sätzen anführen.

Gletscher sind Eismassen, welche auf geneigter Unterlage wie eine zähe Flüssigkeit unter dem Einflusse der Schwerkraft langsam abwärts strömen. Sie bringen die atmosphärischen Niederschläge, welche in ihrem Ausgangsgebiete meist in Form von Schnee fallen, in tiefere Regionen, in denen die Wärme der Umgebung und die Strahlung der Sonne ausreichen, sie zu verflüssigen, oder bewegtes Wasser den weiteren Transport in wärmere Gebiete übernimmt. Ihre Existenz ist davon abhängig, daß ein größeres Landgebiet in die „Region des ewigen Schnees“ aufragt. Sie sind also ebenso ein Produkt der klimatischen Verhältnisse, als sie andererseits an die Erhebungen der Festländer gebunden erscheinen. Bestimmen neben der Menge der Niederschläge die Geländeformen Größe, Gestalt und Geschwindigkeit der Eisströme, so bewirken doch diese wieder langsame, aber stetige Veränderungen ihres Bettes. Der feste Fels verwittert unter der bewegten Eisdecke; die Verwitterungsprodukte werden mit dieser fortgeführt, bearbeiten das anstehende Gestein und treten entweder an den Rändern oder mitten auf der Eismasse zu Tage, wo sie dann lange Schuttrücken, Moränen, bilden, die in der Bewegungsrichtung verlaufen.

Da das Klima an den verschiedenen Punkten der Erdoberfläche Schwankungen durchmacht, so müssen die Gletscher in ihrer Ausdehnung Veränderungen erfahren, welche entweder ganz oder doch annähernd den Klimaschwankungen parallel gehen.

Die Höhe der Schneegrenze, oberhalb deren die Region des ewigen Schnees liegt, ist zwar gegenwärtig für die meisten Gebiete der Erde annähernd bekannt. Für Alpen, Kaukasus, das skandinavische Gebirge, die Kordilleren und den Himalaya ist außerdem nachgewiesen, daß diese Grenze von den Randgebieten gegen die zentralen Erhebungen ansteigt. Es hat sich jedoch gezeigt, daß die Lage der Schneegrenze zeitlichen Schwankungen unterworfen ist. Im Alpengebiet (Schweiz und Savoyen) hat man mit dem Studium dieser Verschiebungen begonnen; es ist zu wünschen, daß auch in den übrigen Gebirgen der Erde diesen Vorgängen entsprechende Aufmerksamkeit zugewendet wird.

Soweit es sich um das Studium der Existenzbedingungen handelt, unter denen die Gletscher gegenwärtig bestehen, bedürfen wir ausgedehnter und, wegen der Klimaschwankungen, langjähriger Beobachtungsreihen über die Klimaverhältnisse der Hochregionen. Daher müßte vor allem

der Messung der Niederschlagsmengen, den Änderungen der Luftwärme und der Sonnenstrahlung besondere Aufmerksamkeit zugewendet werden. Was wir bisher über diese Verhältnisse wissen, ist sehr wenig und entstammt außer einigen Messungen in Skandinavien zumeist den wenigen Hochstationen der Alpen, welche noch dazu weit ab von den genauer untersuchten Gletschern liegen. Neben einer ausgedehnten Untersuchung der Niederschlagsverhältnisse im Sammelgebiet der Gletscher wäre dann eine auf möglichst viele Eisströme erstreckte Untersuchung über die Abschmelzung auf der Gletscherzunge, die Ablation, vonnöten. Diese sollte unterstützt werden durch möglichst zuverlässige Messungen der den Gletschern entströmenden Wassermengen, und der Schwankungen, welchen diese im Laufe der Zeit unterworfen sind. Solche Wassermessungen wurden in den letzten Jahren in der Schweiz besonders für die Winterwasser der Gletscherbäche durch das eidgenössische hydrometrische Bureau ausgeführt. Es wäre sehr zu begrüßen, wenn auch in den übrigen Alpenländern ähnliche Messungen zur Durchführung gebracht würden. Dann hätten wir allerdings erst einige Kenntnisse über besondere Verhältnisse der Alpen. Daß für die Kenntnis der übrigen Gletschergebiete gleiche Bedürfnisse bestehen, ist selbstverständlich.

Über die Bewegung des Eises in den Gletschern haben wir viele vereinzelte Beobachtungen, die zum größten Teil aus den Alpen, zum kleineren aus Norwegen und Grönland, Alaska und Neuseeland stammen. Haben sie übereinstimmend zu dem Resultate geführt, daß die Eismasse an den Rändern viel langsamer fortschreitet, als in der Mitte, so konnte doch aus den bisherigen Beobachtungen kein genaueres Ergebnis erzielt werden, als daß die großen Eisströme auch die größeren Geschwindigkeiten besitzen. Der Einfluß der Neigung, der Gestalt des Gletscherbettes etc. ist in seinem Betrag nicht sicher festgestellt. Besonders nötig wäre m. E. das Studium der Bewegung so großer Gletscherzungen, wie die des Malaspina (Alaska), dann auch der kleinen Gletscher, wie sie in den Randgebieten der Alpen vorhanden sind. Hier werden wohl die Arbeiten von Dr. S c h u l z an den Marmolatagletschern, dann die von Professor Hans C r a m m e r an der Übergossenen Alm, die von der k. k. geographischen Gesellschaft in Wien unternommenen Beobachtungen des Karlseisfeldes am Dachstein noch manch wichtigen Beitrag zu unserer Erkenntnis liefern. Andererseits wäre es sehr zu wünschen, daß die langjährigen Beobachtungsreihen, welche jetzt über den Rhonegletscher, den Hintereis-, den Vernagtgletscher u. a. in den Alpen vorliegen, noch lange fortgesetzt und durch gleichwertige Beobachtungen

vor allem aus Norwegen, Amerika, Neuseeland und dem Himalaya ergänzt würden.

Von besonderer Wichtigkeit erscheint es, das Maß des Abtrages zu ermitteln, den das Gletscherbett unter der Einwirkung des bewegten Eises erfährt. In dieser Hinsicht wäre auch in Bezug auf Beobachtungsmethoden noch manches zu liefern. Bisher sind meines Wissens nur zwei Versuche zur Messung vorhanden. Der eine von Baltzer, welcher im jetzt eisfreien Gelände vor dem Untergrindelwaldgletscher Bohrlöcher anlegen ließ, deren Tiefe genau bekannt ist und nach einem erfolgten Vorstoß und darauffolgendem Rückgang des Gletschers wieder ermittelt werden mußte.¹⁾ Der andere rührt von mir her und bezieht sich auf die Schuttmengen, welche an den verschiedenen Punkten der Innenmoränen jährlich ausschmelzen.

Die bisherigen Ergebnisse sollen hier nicht weiter erörtert werden;²⁾ doch sei darauf hingewiesen, daß die Bestimmung des jährlichen Erosionsbetrages bisher noch nicht nach einwandfreier Methode erfolgen kann. Immerhin zeigt sich, daß dieser Betrag wesentlich größer ist, als er bisher allgemein angenommen wurde und mehr als 1 cm pro Jahr ausmacht. Neben einer Ausdehnung dieser Messungen auf möglichst viele Gletscher wäre auch eine Untersuchung im physikalisch-mechanischen Laboratorium sehr erwünscht, welche die Bearbeitung der Gesteine durch bewegtes Eis bei verschiedenen Drucken, Geschwindigkeiten und Temperaturen zum Gegenstand haben könnte.

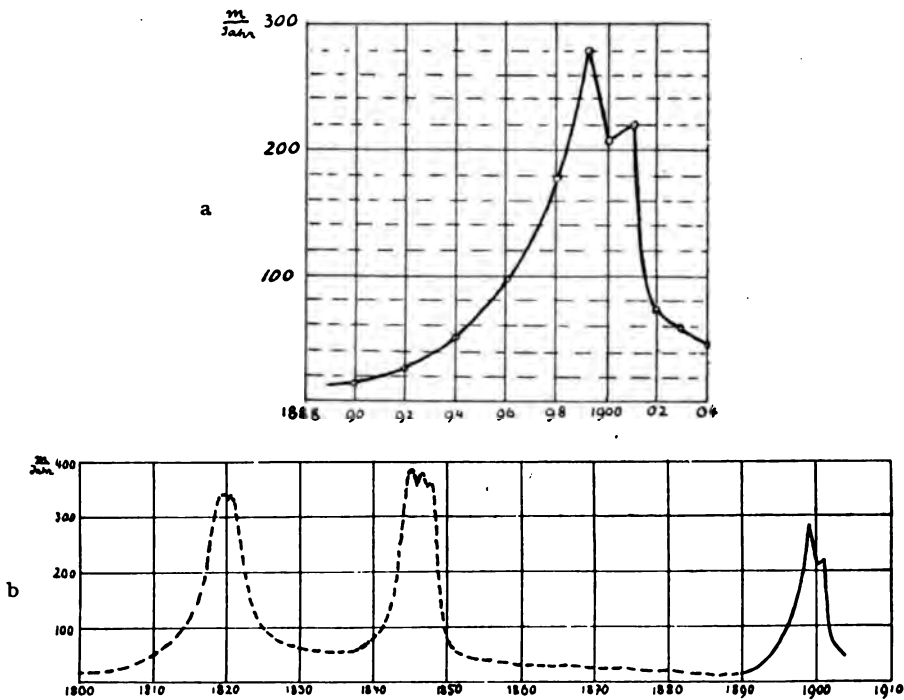
Dem Studium der Gletscherschwankungen widmet die internationale Gletscherkommission seit Jahren ihre besondere Aufmerksamkeit; um die gewünschten Resultate zu erzielen, müssen die direkten Beobachtungen der Längenänderungen, welche die Gletscher im Laufe der Zeit erfahren, noch lange Jahre fortgesetzt werden. Ich möchte aber auch an dieser Stelle darauf hinweisen, daß durch entsprechende Ausnützung der alten Akten, die in den Stadt- und Landarchiven der Gebirgsgegenden aufbewahrt liegen, vielleicht noch mancher Aufschluß über auffallende Vorgänge in den Gletschergebieten gewonnen werden kann, welcher zur Kenntnis der Gletscherschwankungen beiträgt.

Die Untersuchungen über die Bewegung des Vernagtgletschers haben, da sie gerade in günstige Zeiten fielen, gelehrt, welchen beträchtlichen Schwankungen die Geschwindigkeit dieses Eisstromes im Laufe

¹⁾ Auch am Hügigletscher wurde durch Voskule gleiches ausgeführt.

²⁾ Vergleiche die Abhandlung in dieser Zeitschrift S. 287.

der Zeit unterworfen ist. Mit Benutzung der Nachrichten aus früherer Zeit läßt sich für das letzte Jahrhundert die Änderung der Geschwindigkeit dieses Gletschers durch folgendes Bild veranschaulichen (Fig. 2a und b). In Fig. 2a ist die auffallend große Geschwindigkeitsänderung beim letzten Vorstoß und nach dessen Ablauf deutlich zu erkennen. Fig. 2b legt die Vermutung nahe, daß in dem Zeitraum zwischen



Figur 2.

a Gemessene Geschwindigkeiten des Vernagtferners 1889—1904.

b Mutmaßliche Geschwindigkeiten des Vernagtferners 1800—1904. Ob zwischen 1870 und 1880 eine Vergrößerung der Geschwindigkeit bestand, ist nicht bekannt.

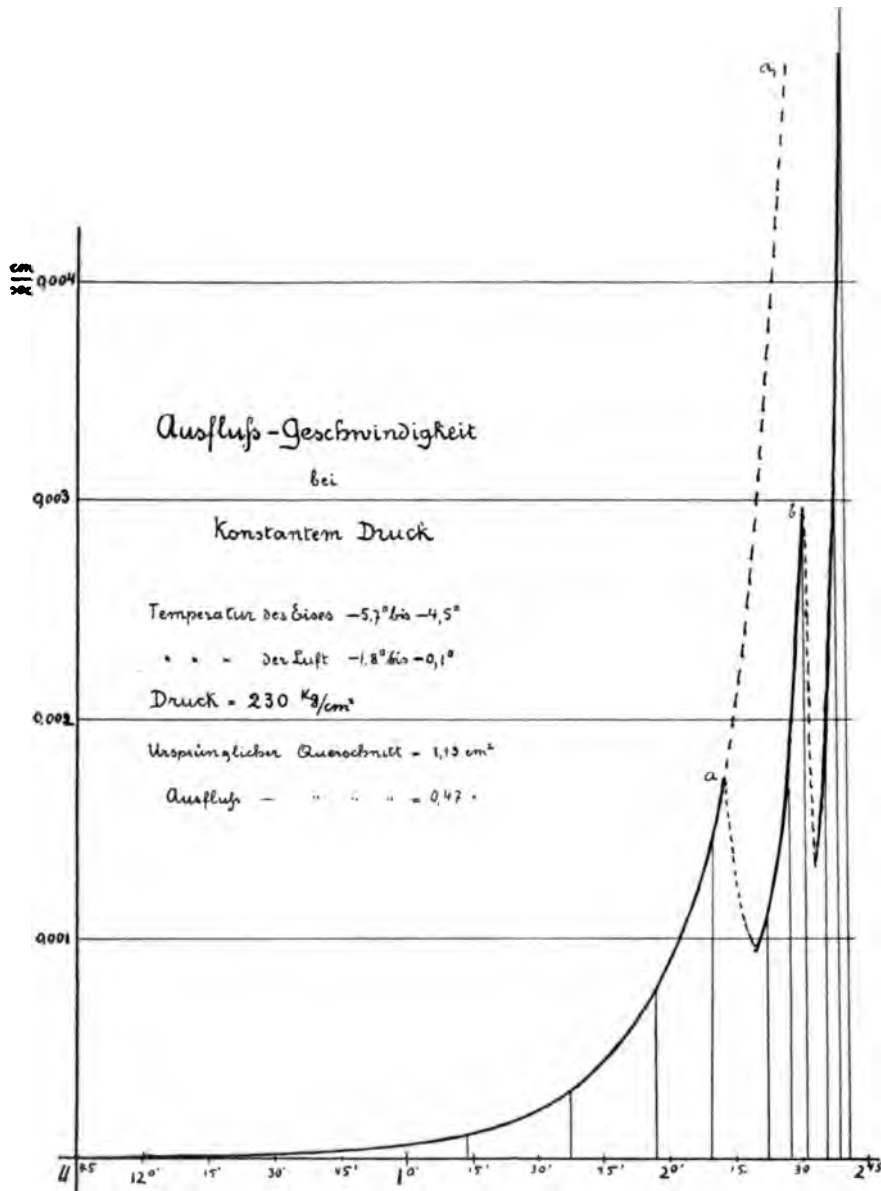
1870 und 1880 ebenfalls ein Anwachsen der Geschwindigkeit eintrat; doch fehlen bis jetzt Nachrichten, welche diese Vermutung bestätigen könnten. Es wäre im höchsten Grade zu wünschen, daß auch für andere Gletscher ähnliche Geschwindigkeits-Messungen angestellt würden, wobei besonders darauf zu achten wäre, daß Gestalt und Ausdehnung des Gletscherbettes wesentlich andere seien, als am Vernagt. Vom Montblanc-Gebiet, wo besonders die Gletscher bei Chamonix geeignete Versuchsobjekte böten, fehlen mit Ausnahme der durch J. Vallot am Mer

de glace veranstalteten Messungen bis jetzt leider brauchbare Beobachtungen aus neuerer Zeit.

Aus den Messungsergebnissen vom Rhonegletscher konnte ich schon folgern, daß die Ausbreitung der Druckschwankungen in den Eismassen sehr schnell erfolgen müsse. Sorgfältige Messungen, welche B l ü m c k e und F i n s t e r w a l d e r am Hintereisgletscher zur Bestimmung der Sommer- und Wintergeschwindigkeiten angestellt und durch mehrere Jahre fortgesetzt haben, lehren uns, daß Bewegungswellen von relativ kurzer Dauer die Eismasse durchzucken und sich gegenseitig überlagern; wir wissen, daß wir es mit Bewegungsschwankungen von längerer Dauer (Klimaperiode) zu tun haben, welche Veränderungen in der Länge des Eisstromes bewirken; daneben bestehen Schwankungen von der Dauer weniger Jahre und noch jahreszeitliche Schwankungen, welche keine Änderung der Gletschergröße bewirken. Es wäre zu wünschen, daß auch für andere Gletscher, die unter anderen Bedingungen stehen, ähnliche Studien ausgeführt würden, damit wir die nötige Aufklärung darüber gewinnen, welchen Einfluß auf den Verlauf dieser Bewegungsänderungen der besondere Bau des Gletscherbettes besitzt. Eine Trennung der durch die klimatischen Bedingungen hervorgerufenen Periode im Gletscherstand und der durch die Konfiguration des Gletschers selbst bedingten Periodizität seiner Ausdehnung erscheint als eine wichtige Aufgabe beim Studium der Gletscherschwankungen. Jeder Versuch zu ihrer Lösung hängt aber ab einerseits von der Summe der Erfahrungen, die wir über die Gletscher durch direkte Beobachtung gewinnen, andererseits von dem Stande der Theorie der Bewegung des Eises. Sind die direkten Beobachtungen in dieser Hinsicht schon unzureichend, so steht in theoretischer Hinsicht noch so gut wie alles aus. Ein Versuch, den ich selbst seiner Zeit machte, um das langsame Vorschreiten der letzten Gletschervorstöße in den Alpen von Westen nach Osten z. T. auf die orographischen Verschiedenheiten zurückzuführen, hatte zwar ein Ergebnis, das mit den bis jetzt auf statistischem Wege gewonnenen Erfahrungen in Einklang steht; allein die theoretische Begründung meiner Formel für die „Empfindlichkeit“ des Gletscherendes auf Schwankungen des Niederschlags im Firn und der Abschmelzung auf der Zunge ist doch recht unzureichend. Es fehlt uns zur Zeit völlig an den theoretischen Grundlagen, welche hier zur Richtschnur dienen können. Wir besitzen zwar F i n s t e r w a l d e r's Strömungstheorie, die auf geometrischer Grundlage aufbaut und eine ganze Reihe von tatsächlich beobachteten Erscheinungen verstehen lehrt und erklärt, auf Grund deren auch eine Anzahl neuer Errungenschaften gewonnen

wurden. Aber — sie leistet doch nicht alles, und wenn sie auch das Fundament für jede spätere Theorie bilden dürfte, so sind doch die physikalischen Bedingungen für die Eisbewegung bisher nicht so gut bekannt, daß an eine weitere Ausgestaltung dieser Theorie jetzt schon herangetreten werden kann.

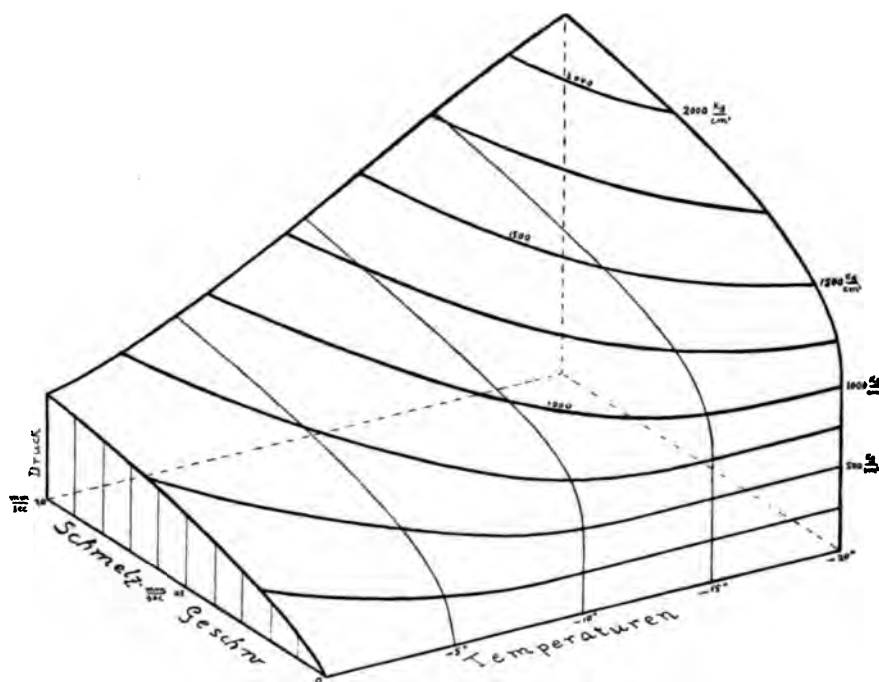
Die rasche Ausbreitung der Druckschwankungen am Rhonegletscher, die auffallenden Geschwindigkeitsänderungen am Vernagt, die bis dahin vorliegenden Beobachtungsergebnisse vom Hintereis haben mich veranlaßt, eine längst geplante Untersuchung über das Fließen des Eises in Angriff zu nehmen. Ich kam zunächst im Anschluß an die Beobachtungen von M. c. C o n n e l l zu dem Ergebnis, daß der Koeffizient der inneren Reibung des Eises mit der Dauer der Beanspruchung des Materials sich verändert. Ich fand in Übereinstimmung mit G. T a m m a n n , daß die Ausflußgeschwindigkeit des Eises bei wachsendem Drucke sehr rasch zunimmt und daß auch bei konstantem Drucke ein starkes Anwachsen dieser Größe zu verzeichnen ist. Um einzelne Unklarheiten, die in diesen Resultaten liegen, aufzuhellen und die Ursache für die Zunahme der Ausflußgeschwindigkeit bei konstantem Druck zu finden, nahm ich die Ausfluß-Versuche im letzten Winter wieder auf. Obgleich ich nicht zu einem abschließenden Ergebnis gelangte, möchte ich doch meine bisherigen Resultate kurz darlegen, da ich glaube, daß zur weiteren Verfolgung der Sache ein besseres Instrumentarium, vielleicht auch größere Geschicklichkeit nötig ist, als die, über welche ich verfüge. Mit Verwendung einer kleinen Schraubenpresse (sie wurde mir 1895 von Sulzer in Ludwigshafen zum Studium des Strömens des Eises in Röhren gebaut), deren Schraube durch Schnüre, die über eine Walze und zwei Rollen abliefen, bewegt wurde, preßte ich einen Eiskern aus einem Rohr von 12 mm Weite durch eine Ausflußöffnung von ca. 8 mm. Ich beobachtete das Einsenken des Preßkolbens in etwa 100 facher Vergrößerung durch das Sinken der Triebgewichte und fand dabei, daß die Ausflußgeschwindigkeit des Eises bei konstantem Druck stetig wächst und mit der Dauer der Belastung immer mehr zunimmt, ohne sich einem stationären Werte zu nähern — also eine Bestätigung der früheren Resultate (Fig. 3). Welchen Grund hat diese Erscheinung? Ich vermutete, daß ein Teil des gepreßten Eises bei der Pressung geschmolzen wird und daß die Schmelze, welche teilweise in das noch nicht deformierte Material eindringen kann, dieses immer mehr erweicht. Zur näheren Untersuchung habe ich eine Form herstellen lassen, aus welcher durch verschieden große Ausflußöffnungen das Eis mittelst einer hydraulischen Presse bei verschiedenen Drucken



Figur 3.

Bei a und b mußte wegen der begrenzten Fallhöhe der Triebgewichte für kurze Zeit entlastet werden. aa, wäre die Fortsetzung der Kurve bei größerer Fallhöhe.

hinausgepreßt werden kann. Dadurch wollte ich den Zusammenhang zwischen Ausflußgeschwindigkeit, Druck und Größe der Querschnittsänderung erhalten, um daraus auf die Menge des beim Ausfließen verflüssigten Eises schließen zu können.¹⁾ Als Grenzfall wollte ich den benützen, daß ein möglichst genau in ein zylindrisches Loch passender Stempel auf das Eis drückt; dabei ist die Ausflußöffnung sehr klein im Verhältnis zum ursprünglichen Eisquerschnitt. Die Ergebnisse,



Figur 4.

welche ich für diesen Grenzfall innerhalb des Temperaturintervalles 0—20° erhielt, stellt die Fläche Fig. 4 dar. Einige Versuche mit Temperaturen von —30, —80, —191° lassen erkennen, daß der Charakter der Fläche auch für tiefere Temperaturen der gleiche bleibt.

Ich will der Kürze halber, wenn auch der Ausdruck nicht völlig zutrifft, diese Fläche als „Schmelzfläche“, die in ihr auftretenden Drucke als „Schmelzdrucke“ bezeichnen. Man sieht, diese wachsen mit der Schmelzgeschwindigkeit bei konstanter Temperatur und bei konstanter Schmelzgeschwindigkeit mit abnehmender Temperatur. Nahe an 0°

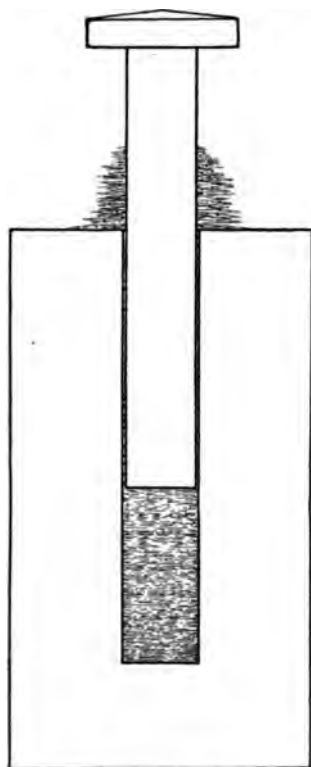
¹⁾ Über die Ergebnisse dieser Versuche werde ich später an anderer Stelle berichten.

findet schon bei sehr niedrigen Drucken das für diese Art des Ausfließens nötige Schmelzen statt; bei tieferen Temperaturen wäre erst ein gewisser Druck zu erreichen, damit die Bedingungen des Ausfließens (Schmelzens) auch mit geringen Geschwindigkeiten erreicht werden. Soweit wäre die Sache ganz gut und in schönem Zusammen-

hang mit meinen und Tammann's Ergebnissen über das Fließen des Eises. Verfolgt man sie aber näher, so zeigen die Resultate, daß die zum „Schmelzen“ aufgewendete Arbeit nur zwischen 1 und ca. 30 % der zum Schmelzen der verdrängten Eismasse nötigen Wärmemenge liefern kann.

Was am oberen Rande der Preßöffnung austritt, erscheint als „flüssig“ und lagert sich um den Preßstempel flach an, um bei niedrigen Temperaturen in Form eines flachen Ringes zu gefrieren, der durch die nachdrängenden Flüssigkeitsmengen am eindringenden Stempel in die Höhe geschoben wird (Fig. 5).

Um die Erzeugung der „Flüssigkeit“ zu erklären, welche bei Aufwand einer relativ geringen Schmelzarbeit entsteht, kommen meines Erachtens folgende Momente in Betracht. I. Es kann bei der gebrauchten Versuchsanordnung der Rest der nötigen Schmelzwärme durch Leitung zugeführt werden. Die genaue Würdigung der Bedingungen ergibt, daß allerdings etwas durch Leitung zugeführt werden konnte; um aber



Figur 5.

alle nötige Wärme durch Leitung zu liefern, hätte zwischen dem gepreßten Eis und dem umgebenden (anfänglich gleich temperierten) Bad ein Wärmegefälle von ca. 3° pro cm entstehen müssen. Das halte ich für ausgeschlossen; denn nur bei sehr hohen Drucken wäre die Temperaturerniedrigung durch Druck imstande, ein solches Wärmegefälle zu erzeugen. II. Es wäre möglich, daß in Eis, welches unter Druck steht, auch schon nahe an 0° solche Modifikationen entstehen, wie sie Tammann für Temperaturen unter -22° bei Drucken von 2200 kg/qcm nachgewiesen hat. Das halte ich für unwahrscheinlich, da nach meinen bisherigen Erfahrungen auch zwischen -20 und über

— 25° die „Schmelzfläche“ keine Unregelmäßigkeiten erkennen läßt, wie sie auf Grund von Tammann's Resultaten zu erwarten wären. III. Was am oberen Rande der Preßform austritt, macht zwar den Eindruck der Flüssigkeit, ist aber nicht Wasser, sondern ein Gemisch von Eiskügelchen mit höchstens 30 % Wasser. (Die stark wasserhaltige Mischung wird bei großen Ausflußgeschwindigkeiten, also bei großem „Effekt“ erzeugt.) Man hätte dabei einen Vorgang, der mit der Bewegung feuchten Schuttes in Muhren zu vergleichen wäre. Gleichgültig, welche Erklärung für diesen Fall nun die richtige ist — eine Entscheidung kann erst durch sorgfältigere Untersuchungen mit geeigneten Mitteln durchgeführt werden. Ich glaube, sie verspricht nähere Auskunft über den Aufbau des Eises, das im Begriffe der Verflüssigung ist und damit auch tieferes Eindringen in unsere Kenntnis vom Verhalten anderer plastischer Substanzen.

Eins aber scheint mir sicher. Wenn solch halbflüssiges Eis, als welches ich die bei den Versuchen zu tage tretende Substanz ansehen möchte, erzeugt wird, so werden sich in ihm die Druckkräfte in ähnlicher Weise ausbreiten, wie bei einer Flüssigkeit. Hätten wir also etwa einen Gletscher von 1100 m Mächtigkeit, dessen Basis demnach unter einem Drucke von rund 100 kg/qcm stände, so würde, wenn auch nur die Hälfte der von mir ermittelten Schmelzgeschwindigkeit angesetzt wird, bei einer Temperatur von 0° eine Schmelzgeschwindigkeit von 0,04, bei einer solchen von — 5° eine Schmelzgeschwindigkeit von 0,02 mm/sec bestehen. Das heißt, die Basis eines solchen Gletschers müßte eine derartige Beweglichkeit erhalten, daß seine Dicke sehr rasch reduziert und seine Substanz aus den Gebieten der tiefen Querschnitte sehr schnell in die der weniger tiefen übergeleitet werden müßte. Mit anderen Worten: Es ist völlig ausgeschlossen, daß Gletscher von solcher Mächtigkeit überhaupt existieren oder daß sie auch früher in einem Gebirge existiert hätten, wo nicht die mittlere Jahrestemperatur weit unter der jetzigen gelegen war. Als maximale Dicke eines Gletschers von Eis mit dem spezifischen Gewicht 0,91 würde sich ungefähr der Betrag von 5—600 m ergeben. (Nach den Beobachtungen der „Discovery“ am Rand des antarktischen Inlandeises darf übrigens, wie es scheint, auch die Dicke dieser spezifisch leichteren Eisdecke nicht größer angesetzt werden.)

Zur völligen Klarstellung dieser Sache ist nun nach meiner Meinung nötig: einmal eine genauere Untersuchung der „Schmelzfläche“ in der Nähe von 0° und bei geringen Drucken. Das erfordert entsprechend temperierte Beobachtungsräume und besondere Apparate. Des weiteren

ist nötig, daß wir uns über die Verteilung der Temperatur in der Gletschermasse noch besser unterrichten, als es bisher geschehen konnte. Wir müssen ermitteln, wie die Temperatur des Firnschnees, der wahrscheinlich mit der mittleren Jahrestemperatur seines Ablagerungsortes in die Gletschermasse eindringt, allmählich bis zur Schmelztemperatur in der Gletscherzunge steigt. Ein Stück zur Lösung dieser Aufgabe hoffe ich in diesem Sommer im Verein mit meinem Freunde B l ü m c k e beitragen zu können.

Damit wären die Hauptaufgaben skizziert, welche nach meiner Meinung die Gletscherkunde zu lösen hat. Zwei wichtige Erfordernisse muß ich aber noch streifen, erstens die Gewinnung der nötigen Geldmittel, welche erlauben, auch außerhalb der Domäne des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins solche Untersuchungen zu veranstalten, wie sie hier durchgeführt werden, und zweitens die Gewinnung neuer, tatkräftiger Mitarbeiter.

Alcune notizie sopra i ghiacciai delle valli di Gressoney e di Ayas (Gruppo del M. Rosa).

Nota di **Glottò Dainelli** (Firenze).

I ghiacciai del versante italiano del Monte Rosa visitai fin dalla estate 1901¹⁾; ed allora potei a varii di essi porre presso la fronte dei segni di riferimento per constatarne gli eventuali spostamenti, e dei due maggiori, quello del Lys e l'altro di Macugnaga, potei ricostruire la storia nel secolo trascorso con la scorta di ricerche cartografiche e bibliografiche. L'anno seguente tornai nella valle di Gressoney; ma lo straordinario innevamento teneva del tutto nascoste le fronti dei ghiacciai minori, sospesi, e solo per quello del Lys potei constatare un ritiro effettivo di 25 metri ²⁾. Nella estate del 1904, mi recai di nuovo nella valle di Gressoney, coll' intenzione di visitarne ancora i ghiacciai, e poi passare in quella vicina di Ayas, e poi ancora in quella di Tournanche, finchè il mal tempo non fosse venuto ad impedire le mie escursioni. E per questa ragione difatti, contro la quale ogni buona volontà diviene impotente, e per altre ancora, — quale la mala fortuna che perseguitò la collezione dei miei pochi termometri, fino a renderli presto tutti inser-

¹⁾ G. DAINELLI, *Alcune osservazioni sui ghiacciai del versante italiano del Monte Rosa*. Boll. del C.A.I. 1902.

²⁾ G. DAINELLI, *Sull' attuale ritiro dei ghiacciai del versante italiano del Monte Rosa*. Boll. della Soc. geol. Ital. 1902.

vibili, — debbo riconoscere che i risultati delle mie gite di questo anno non sono quali li avevo desiderati; in ogni modo però credo bene pubblicarli, per quanto di lieve momento, perchè potranno, ciò non ostante, presentare qualche interesse, vista la quasi generale mancanza, in Italia, di osservazioni sui ghiacciai.

Valle di Gressoney.

Ghiacciaio del Mont Nery. La valle superiore di Gressoney appare chiusa a mezzogiorno dall' alto crestone trasversale che dal Mont Nery, sullo spartiacque colla Val d'Ayas, si spinge verso oriente col Weiss Weib, sì da obbligare il corso del Lys a un' ampia curva prima di entrare nella conca pianeggiante di Issime. Ed a chi guardi questo crestone dall' alta valle di Gressoney, apparirà coronato da una piccola massa ghiacciata, nota tra gli alpigiani col nome di ghiacciaio del Marienhorn.

La carta Sarda, tanto nel rilievo originale del 1820, quanto nei fogli pubblicati più tardi con le relative correzioni ed aggiunte, non segna affatto questo ghiacciaio, il quale d'altra parte non è nemmeno indicato nella carta topografica dell' Istituto militare, rilevata nel 1884, e corretta in questi ultimi anni. Per queste ragioni, e considerando che generalmente le carte, più o meno vecchie, della regione segnano una estensione glaciale assai maggiore di quel che non sia in realtà attualmente, mi pareva strano che qui dovesse verificarsi il contrario, cioè l'esistenza di un ghiacciaio non segnato sulle carte, ed ero propenso a ritenere per un semplice nevaio il preteso ghiacciaio del Marienhorn; tanto più, che l'altezza della più vicina cima culminante, Punta Frudiera nella carta topografica, la quale si eleva di 3075 metri sul livello del mare, è di poco superiore, e talvolta anche inferiore, a quella delle altre, numerose vette che si seguono ai due lati della valle di Gressoney, senza che sui loro fianchi o nei loro circhi si possa notare la presenza di ghiacciai; salvo per quello di Netscio.

Così stimai interessante una gita per decidere il dubbio; e una mattina scesi da Gressoney la valle fino a La Blatta, dove potei trovare nel giovane cacciatore Arnolfo Viott una guida pratica e sicura. Lo interrogai subito sulla esistenza del ghiacciaio del Marienhorn, ma egli mi rispose trattarsi solo di un semplice nevaio, in ciò confortando, per allora, le mie supposizioni. Dalla valle del Lys si risale il vallone secondario del torrente Chilera, fin quasi al passo della Frudiera; poi si volge a sinistra, cioè verso mezzogiorno, superando i gradini di una serie di circhi non ben difiniti, e tutti invasi da abbondante sfasciume.

E così, sempre salendo sui fianchi irregolari dell' alto crestone, che divide le incisioni vallive del Chilera e dello Stolen, — e costretti a frequenti rigiri, per evitare degli sproni rocciosi insuperabili, o oltrepassare più facilmente le pareti dei circhi, raggiungeremo dal passo

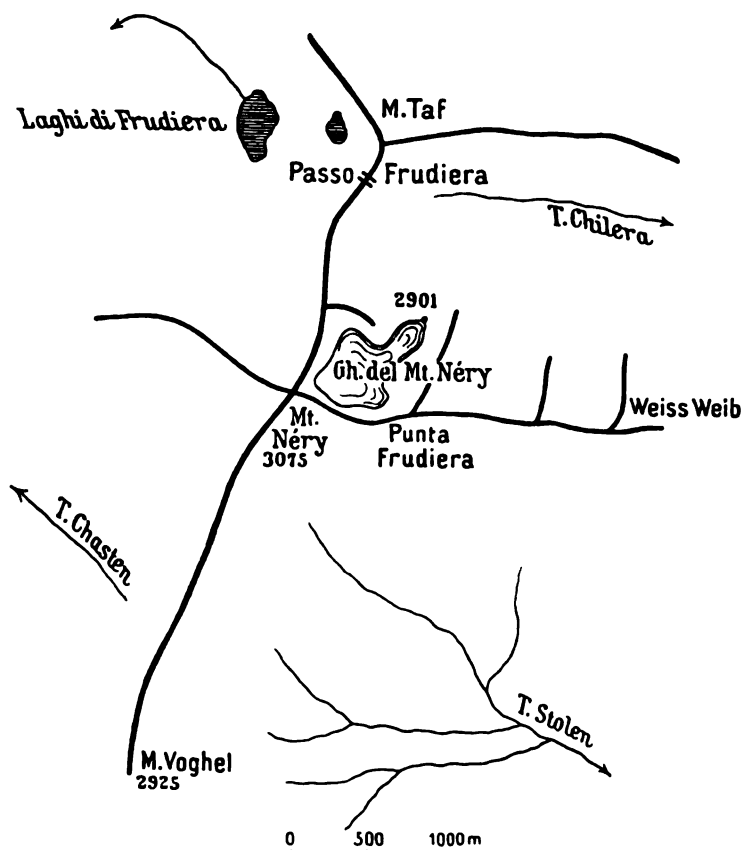


Figura 1.

Ghiacciaio del Mt. Nery (schizzo a vista; agosto 1904). Scala 1:50000. Il circoletto pieno nel contorno del ghiacciaio indica il suo punto più basso.

della Frudiera, non tanto sollecitamente come avrei immaginato, la base del cono terminale, dove si deve oltrepassare un ampio nevaio, molto inclinato. Al di sopra vi è come una sbarra od argine trasversale roccioso, coperto di sfasciume; poi una leggera concavità nella quale ha termine la sottile, liscia, e inclinatissima lingua, che si protende qui in basso dalla maggiore massa ghiacciata posta più alto, la quale risponde al nome, come dirò, errato, di ghiacciaio del Marienhorn.

Il termometro segnava 12°₅₀; il barometro 54°₃₀; le quali misure, paragonate a quelle, che avevo potuto verificare all' Alpe Chbein (2010 m.) nel vallone del Chilera, davano l'elevazione di 2901 metri al punto più basso della piccola massa ghiacciata. Quanto al nome, ho detto che dagli alpigiani della valle di Gressoney è usato quello di ghiacciaio del Marienhorn; il cacciatore Viott dava quello di nevaio del Mont Nery, cambiando, come si vede, non solo la denominazione propria, ma anche quella indicante il tipo geografico rappresentato dalla massa ghiacciata. Ed aveva in questo ragione, per lo meno in parte.

La linea principale di cresta, che, in questo tratto dello spartiacque, si stende tra il M. Voghel (2925 m.), a Sud, e il M. Taf (senza quota sulla carta), a Nord, — si inalta presso a poco alla sua metà nel picco del M. Nery (3075 m.), là dove è attraversata dall' alto crestone, che si spinge, da una parte, nella Valle d'Ayas colle punte di Saleron e dei Campi Lunghi (2673 m.), dall' altra nella Valle di Gressoney col M. Weiss Weib (2456 m.). Dal Mont Nery, formato così dall' incrocio di due creste elevate, quattro circhi si aprono: i due meridionali, dei quali solo quello di Stolen ben delimitato, possiamo fin d'ora trascurare. Dei due settentrionali, quello della Val d'Ayas è molto profondo e incassato, e dal suo piano, poco più elevato di 2560 metri, divalla presto nell' altro, successivo che accoglie il lago inferiore di Frudiera (2752 m.). Interessante per noi è il quarto, della Val di Gressoney, perchè rimane elevatissimo, aprendosi tra la cresta, — che intercorre tra la vetta principale ed una secondaria, occidentale, di poco più bassa, — ed un piccolo rilievo posto sullo spartiacque principale, più a Nord, donde questo poi cala dirupato al Passo della Frudiera. La carta topografica dell' Istituto Geografico Militare non segna affatto il nome di M. Nery, che, tanto costituisce la vetta culminante di questa ristretta regione, da essere stato assunto, come sempre succede, dall' albergo del sottostante paese di Issime: particolare che parrà anche troppo pedestre, ma non privo di una certa importanza. Al luogo del M. Nery la carta topografica segna la Punta Frudiera, che invece si trova un poco più ad oriente sulla cresta trasversale. Il Corno Maria, o Marienhorn è giustamente attribuito a un elevato sprone roccioso, vicino, ma indipendente affatto dalla piccola massa ghiacciata, alla quale quindi non può dare il suo nome. Quindi va accettato come giusto quello che viene dal Mont Nery.

Infatti tutto quanto il piccolo ed elevato circo, situato a Nord-Nord-Est di questa punta, è occupato dalla vedretta, — che così ormai si può chiamare, — fino al minore rilievo, del quale ho già detto, e che

resulta dalle mie misure alto 2989 metri (bar. 53⁰,70; term. 12⁰). La poco estesa massa ghiacciata, che qui s'aduna, non è costituita nè da neve nè da nevischio, ma da vero ghiaccio, salvo che al suo bordo superiore, dove neve si addossa alla parete e s'insinua nei piccoli canali della cresta del M. Nery; neve ancora si trova in basso, dove la superficie del circo, e, di conseguenza, quella della massa che lo occupa, si fa leggermente concava, prima di risalire alla piccola cima più settentrionale. Del resto è scoperta per tutto la superficie del ghiaccio, solcata qua e là da non larghi canaletti formati dall' acqua di fusione, e mostrate numerose, regolari strie concentriche, corrispondenti ad altrettanti piccoli strati del ghiaccio. Questo ad occidente è limitato dalla cresta spartiaque, qui limite anche del circo; ad oriente, divalla ripidissimo in basso, fino alla stretta lingua, dove termina, come ho già detto, di contro allo sfasciume e alla sbarra rocciosa di un circo più basso. Sul lato destro di chi guarda, ho posto sulla viva roccia un segno di riferimento, rappresentato da una linea verticale, ed una più breve trasversa; vicino sono le lettere G. D. e la cifra 4; la distanza, misurata nella direzione della linea minore, è di 10 metri.

Mancano del tutto apparati morenici, data la poca estensione del ghiacciaio, e la sua posizione; solo sulla fronte della lingua inferiore lo sfasciume ivi adunato è fornito in parte direttamente dalla cresta del M. Nery, di dove precipitano di continuo, con non poco pericolo di chi vi passi sotto, pietre e massi, per lo più non grandi; i quali, seguendo sempre lo stesso cammino lungo la lingua assai inclinata, vi hanno lasciato e vi lasciano segni evidenti del loro passaggio; come si vede dunque, anche in questo caso non si può parlare di veri materiali morenici, perchè non c'è nè lavoro escavatore nè trasporto diretto del ghiaccio.

L'importanza del ghiacciaio del M. Nery è certo assai maggiore di quella che si potrebbe immaginare a prima vista; basta esaminare con un pò di attenzione la carta topografica della valle di Gressoney, e specialmente delle due creste che la limitano, per convincersene facilmente. Oltre la estesa glaciazione dell' elevato massiccio del Monte Rosa, gli unici ghiacciai della valle sono quello di Netscio e questo del M. Nery. Si noti però che nella elevazione media delle due linee di cresta, come pure in quella delle varie, numerose vette che vi sono individualizzate, non si notano differenze grandi; e le massime altezze superano di poco, come nel M. Nery, i tre mila metri.

Consideriamo ad esempio la cresta che limita ad occidente la valle di Gressoney, e consideriamola dal suo attacco alla catena principale fino all' altezza del paese di Issime; chè più oltre non interessa. Escluse

le cime che appartengono al massiccio del Monte Rosa, — ultima, cioè più meridionale la Punta Perazzi (3633 m.), — troviamo la cresta dirupata che dalle roccie, sulle quali è costruita la Capanna Sella (3601 m.), giunge al Passo di Bettolina (2896 m.); la sua elevazione media è superiore ai tre mila metri; nei suoi due terzi più settentrionali supera tale altezza di due o tre cento e più metri; eppure, per quanto sui suoi due fianchi vi sieno tracce palesi di glaciazione abbastanza recente, adesso manca qualsiasi, per quanto piccola, vedretta. Si può osservare che la direzione quasi costante della cresta in questo suo tratto è di Nord-Sud, senza diramazioni laterali, tranne che nel crestone, non molto elevato, del Monte Rosso (2990 m.); quindi, e per l'orientamento dei fianchi, e per la mancanza di creste secondarie che facilitano la formazione di circhi, viene ad essere ostacolata la presenza di vedrette, e a maggior ragione di veri ghiacciai vallivi.

Più a Sud il M. Bettolina (2996 m.) e il M. Bettaforca (2967 m.) si elevano dalla cresta come punte isolate, con ripidi fianchi, sui quali mal potrebbe fermarsi una massa di ghiaccio. Lo stesso presso a poco dicasi per le due punte del Rothhorn (3141 e 3106 m.), le quali, come dice il nome, si innalzano come slanciate piramidi triangolari, circondate da circhi profondi e sviluppati; vi manca qualunque indizio di glaciazione attuale. E così pure per la Testa Grigia (3315 m.), che è ancora più alta, e per il M. Pinter (3112 m.), che le segue da presso.

Di qui alla conca di Issime, quasi tutte le vette sono inferiori ai tre mila metri; eccezioni sono: il Corno Vitello (3057 m.), i cui fianchi certo non favoriscono la presenza di ghiacciai, — il M. Nery (3075), la cui piccola vedretta già conosciamo, — e la cresta che dal M. Voghel (2925 m.), per la Becca di Vlou (3032 m.) e la Becca Torchè (3016 m.), cinge in ampio semicerchio il circo terminale del Torrente Chasten affluente dell' Evançon.

Date dunque queste condizioni di fatto, vediamo che il M. Nery ci offre il caso della minima elevazione, alla quale, nel gruppo del M. Rosa e nelle sue immediate vicinanze, si può formare attualmente un ghiacciaio; e per questo dà buon indizio sul calcolo del limite climatico delle nevi persistenti, il quale era stato calcolato dall' Jegerlehner intorno ai 3620 metri; mentre di fatti deve essere portato alquanto più in basso. E dico espressamente limite climatico, per evitare la confusione con quello topografico, il quale può scendere ancora di più o risalire più alto, a seconda delle condizioni locali della montagna. Le quali però non hanno poca importanza nella presenza od assenza di ghiacciai al di sopra del limite climatico stesso. Infatti, enumerando

sommariamente le cime che fan seguito al M. Nery, abbiám visto che varie lo superano in elevazione, pur non presentando vedretta alcuna: ciò dipende dall' essere il fondo dei circhi loro assai più basso del limite climatico; tanto è vero che anche il M. Nery presenta una vedretta in quel solo suo circo, che, per condizioni speciali, si trova vicino alla vetta, ad una elevazione del suo fondo, di circa 2950 metri e forse più.

Ghiacciaio di Netscio. Ciò che si è detto per la vedretta del M. Nery, vale presso a poco per il maggiore ghiacciaio di Netscio, ad oriente di Gressoney-la Trinité; il quale è addossato alla cresta spartiacque tra la valle del Lys, e quella della Sesia, tra la Punta Ciampono (3232 m.) e un' altra, non meno elevata, vicina al Corno Bianco (3320 m.). Anche

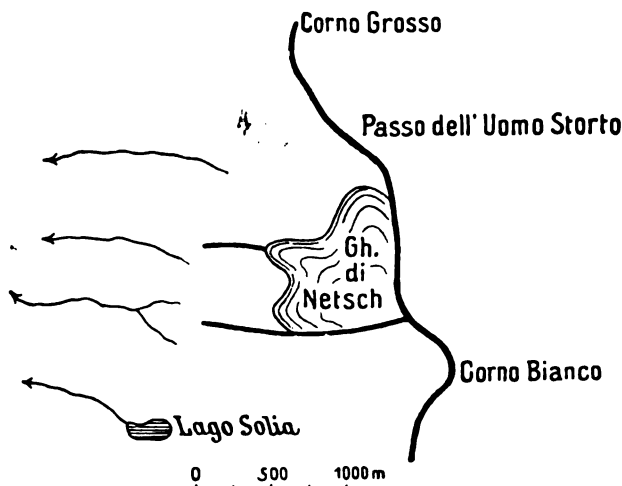


Figura 2.
Ghiacciaio di Netscio secondo la carta sarda (levata del 1820).
Scala 1: 50000.

in questa cresta, come in quella opposta, non mancano cime, che, se non raggiungono queste elevazioni, pure sono alte più di tre mila metri, senza però che i loro fianchi accolgano ghiacciai. Ciò dipende dalla minore elevazione dei loro circhi; mentre questo, nel quale si aduna la vedretta di Netscio, ha il fondo a non meno di 2900 metri, ma forse anche più alto, oltre il quale un salto roccioso porta al circo inferiore dei due Laghetti di Netscio (2550 m. circa).

Nell' originale della carta Sarda, rilevata nel 1820, non è affatto indicata questa vedretta, certo per inesattezza del rilevatore, e i due laghetti sono ridotti ad uno solo che porta il nome di Solia; nel foglio pubblicato di poi colle relative correzioni manca anche questo piccolo

bacino lacustre, ma è segnato il ghiacciaio, il quale presenta tre lingue divergenti, maggiore quella diretta a Nord, minore quella rivolta ad Ovest. Una cresta secondaria si diparte, verso occidente, tra la lingua superiore e la seguente, e limita, insieme con una più meridionale, il vallone nel quale scorre il torrente Spissen; ciò varrebbe a indicare che il ghiacciaio di Netscio oltrepassasse colla sua lingua rivolta verso Nord il crestone stesso, per divallare nel vallone adiacente, più settentrionale. Ma ciò non poteva avvenire, essendo tale cresta troppo elevata. La carta topografica dell' Istituto Geografico Militare, rilevata nel 1884, attribuisce al ghiacciaio di Netscio una forma più regolare nel suo contorno, facendogli occupare tutto quanto il circo superiore del vallone, fino al salto roccioso che lo limita da quello seguente, ove si trovano i Laghetti; il vallone immediatamente più settentrionale è però libero affatto di ghiaccio. Avevo in animo di visitare il ghiacciaio di Netscio; ma non potei per una circostanza che ordinariamente favorisce le escursioni, cioè il tempo bello. Perchè tale essendo, le guide alpine erano tutte in gita; tanto che a quelle, che poi mi accompagnarono in seguito, dovetti dare appuntamento di lì a tre giorni per la capanna Sella; portatori od alpigiani che mi conducessero al ghiacciaio di Netscio non trovai; sì che dovetti incamminarmi solo. E giunto, da Gressoney-la Trinité, al piano delle alpi di Spissen, mi misi su per un canalone, che sembrava essere la via più corta per raggiungere il circo dei due Laghetti; però dopo essermi elevato abbastanza, non senza qualche difficoltà, mi trovai dinanzi ad un passo insuperabile, per lo meno da una sola persona. Per questo dovei retrocedere fino alle alpi di Spissen, e raggiungere per il lago Gabiet il col d' Olen, rinunciando alla sperata visita al Netscio, per non turbare il programma itinerario già formato.

Il ghiacciaio di Netscio si presenta come un tipico ghiacciaio sospeso. La sua massa superiore e principale, quasi pianeggiante, per poco uguaglia l'altezza della cresta spartiacque, là dove da essa si diparte il crestone secondario, che chiude a settentrione il circo glaciale. La sua parete

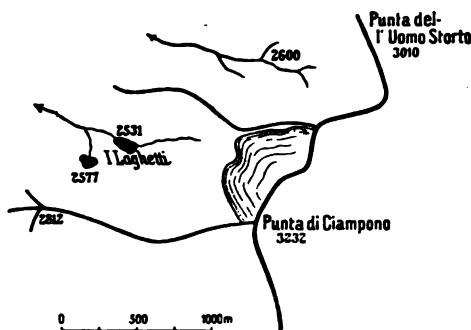


Figura 3.

Ghiacciaio di Netscio secondo la carta topografica dell' Istituto Geografico Militare (levata del 1884). Scala 1: 50 000.

terminale si arresta a un alto a dirupato salto roccioso; e solo presso al crestone più meridionale, che ha principio nella Punta di Ciampono, s'insinua, più inclinato, in un ripiano, appena un pò più basso, del fondo roccioso, con una alta, stretta lingua, un pò più espansa presso al suo termine, dove mostra una alta parete di ghiaccio tutto crepacciato trasversalmente, strapiombante sul circo inferiore dei Laghetti.

Il contorno del ghiacciaio di Netscio appare così assai diverso e più ristretto di quello che non resulti dalla carta dell'Istituto Geografico Militare; la differenza che si può notare, tra la rappresentazione cartografica e la realtà, nella sua estensione a ridosso della cresta del Ciampono, credo che dipenda in gran parte dall' inesattezza del rilievo, perchè ivi ad ogni maggiore estensione orizzontale, dovrebbe corrispondere, per la forte inclinazione della montagna, una immensamente più grande



Figura 4.

Ghiacciaio di Netscio e di Scerpie. (Rilievo approssimativo a vista; agosto 1904.) Scala 1: 50 000. La parte più marcata nel contorno dei ghiacciai indica il loro limite inferiore.

altezza della massa ghiacciata.

Il meno regolare contorno della fronte sospesa credo che dipenda certo in parte da ritiro; perchè effettivamente la massa superiore, principale, mostra dinanzi a sè, affatto libera da ghiaccio, una piccola parte della elevata soglia rocciosa, che ben potè essere, anche di recente, occupata dal ghiacciaio.

Quanto alla lingua che nella carta sarda si vede sopravanzare il crestone setten-

trionale, è spiegata dalla presenza di un piccolo adunamento di ghiaccio sul fianco opposto del crestone stesso: adunamento di ghiaccio, che, come ho detto, non figura nella posteriore carta dell'Istituto geografico militare. Esso è poco esteso; si aduna in un circo non ben delineato, ma la cui elevazione di fondo si avvicina ai tre mila metri di altezza; e si spinge, parallelo al crestone secondario, un pò verso occidente, dove termina presto con una breve fronte sospesa sopra un circo più basso, occupato in gran parte da neve. A questa piccola massa darei il nome di ghiacciaio di Scerpie, tale essendo il nome dell'alpe più vicina, la quale si trova (2396 m.) sul fianco del suo stesso vallone.

Ghiacciaio di Indren. Di questo, il quale è il più orientale dei ghiacciai che dal massiccio del Monte Rosa mandano le loro acque di

fusione al Lys, detti già una sommaria descrizione, fin da quando, nel 1901, vi posi i segni di riferimento. La breve lingua sinistra, per quanto abbia presentato nell'ultimo venticinquennio del secolo trascorso un notevole ritiro, pure ebbi modo, fin da allora, di supporre che debba assai poco risentire delle oscillazioni che fossero per notarsi negli altri ghiacciai del gruppo, e perfino nella lingua destra, la principale, dello stesso ghiacciaio di Indren. Infatti, — chè vale adesso la pena di ripeterlo, — la gran massa ghiacciata non tanto si prolunga e termina in questo suo braccio sinistro, quanto vi trabocca per una infossatura del crestone roccioso, che, del resto, vale a contenerlo lungo tutto il limite meridionale del suo circo. Quindi, in specie in un periodo, — come quello ultimamente attraversato, — di ritiro, il regresso suo deve essere indipendente in gran parte da quello della massa maggiore; come pure l'avanzamento, nella opposta fase di una oscillazione, deve pure essere assai meno sensibile che non nel braccio principale. La stessa topografia ostacola sicure e precise osservazioni in proposito; e le mie successive visite a questa piccola lingua hanno confermato le mie supposizioni. Infatti aprendosi essa tra due sproni rocciosi, ai quali fan seguito anche due argini morenici, è assai più facile qui che altrove un accumulamento nevoso, che nasconda gli esatti limiti del ghiaccio; così mi accadde fin nel 1901, quando, non distinguendosi il vero limite inferiore della fronte, dovei considerare come tale anche il piccolo tratto di neve colla quale essa termina; posi allora un segnale in un masso della morena sinistra, all'altezza della fronte, e distante da questa 46 metri. Nel 1902 l'innervamento era tale, che non potei ritrovare il segno già posto; la breve lingua era tutto attorno bordata da neve, non più fresca, ma dell'inverno passato; la fronte, come mi appariva, risultava di qualche metro più avanzata dal segno di riferimento, e questo risultò distante 43 metri. Che si tratti di un progresso però non si può con certezza affermare; anzi potei facilmente accorgermi che era diminuito lo spessore della lingua. E siccome qui, come in molti altri casi, credo che le oscillazioni si manifestino con variazioni più di spessore che di superficie, posi sopra un masso della morena sinistra un secondo segnale, con lo scopo preciso di accertare tale circostanza. Il segno è rappresentato da una linea orizzontale, dalle lettere G. D. e dal numero 4; la distanza orizzontale è di 7 metri e 50; quella verticale di 2 metri e 20.

L'altezza della fronte di questa lingua sinistra di Indren, paragonata a quella di uno spuntone sotto all'Hohelicht (3199 m.), mi risulta di 3109 m. (bar. 25⁰.35, term. 4⁰.5).



Figura 5.
Parte terminale del Ghiacciaio di Indren, braccio destro. Agosto 1904.

Il braccio destro, che è il più sviluppato del ghiacciaio d'Indren, non è, per adesso almeno, suscettibile di forti spostamenti, perchè la sua massa principale termina ad un mediocre salto roccioso con una alta parete crepacciata, di dove il ghiaccio cade in blocchi nella breve concavità rocciosa che si apre subito al disotto. Qui concorrono, dai due lati, due lingue, assai più inclinate che non sia quella massa principale; per la più occidentale delle quali, che è anche la più estesa, hanno valore i due segni di riferimento da me posti nel 1901. Di questi, quello posto alla destra della lingua ghiacciata, misurava la distanza di 13 metri e 20 cm.; l'altro, a sinistra di 20 metri. Nel 1902 tutta quanta la concavità sottoposta al salto roccioso era invasa dalla neve dell'anno, nascondendo del tutto i segnali e il limite del ghiacciaio. Nella estate 1904 neve fresca copriva in gran parte le due lingue, e lo spazio roccioso che intercede tra esse, pur lasciando libera la estrema parte terminale della lingua destra, che appariva a prima vista assai assottigliata. La distanza dal primo segnale, destro, era di 20 metri; quella dal secondo, sinistro, di 22. Qui dunque il ritiro, per quanto piccolo, è evidente dal 1901 ad oggi; d'altronde, per le ragioni che ho dette altre volte e che ho di nuovo accennate, non poteva aspettarsi in forte misura; la sua irregolarità, — essendosi verificato in 6 metri e 80 in una direzione, e in soli 2 in un'altra, — dipende dal fatto, assai naturale, che l'ablazione ha come regolarizzato l'estrema fronte, riducendo di assai una lieve protuberanza che si spingeva a destra e che pure risultava nello schizzo da me rilevato nel 1901.

L'altezza della fronte destra del ghiacciaio di Indren, paragonata a quella del solito spuntone sotto all' Hohelicht (3199 m.), mi risulta di 2935 m. (bar. 53⁰,5: term. 7⁰); paragonata a quella del piccolo braccio sinistro, di 2944 m.; prendendo, come approssimativamente più giusta, la media di queste due cifre, abbiamo la elevazione di circa 2940 metri.

Ghiacciaio del Lys. — La prima impressione che provai rivedendo questo massimo tra i ghiacciai della valle di Gressoney, fu quella che esso avesse sofferto un assai marcato ritiro. Non tanto però, perchè la forma della sua lingua terminale fosse molta alterata, quanto per l'abbondanza dei detriti che la ricoprivano, e la presenza di due piccole morene terminali del tutto nuove.

Nel 1901, quando visitai per la prima volta il ghiacciaio del Lys, la fronte aveva, come in genere ha di poi conservato, una forma irregolare, ed in essa si potevano distinguere due lingue secondarie protendenti a guisa di mammelloni: la destra più avanzata, la sinistra più larga di base; nella concavità, che le separava, si apriva la bocca

del ghiacciaio. Sul lato sinistro la fronte si restringeva, poco addietro della sua estremità, in corrispondenza del salto roccioso più volte citato dagli autori, al di sopra del quale nuovamente si allargava, sovraincombendo con alti seracchi, che cadevano di continuo in blocchi informi e con alto fragore. Innanzi alle due lingue si osservavano due piccole morene terminali, corte, quasi rettilinee, attestanti un recente, piccolo periodo stazionario.

Nel 1902 la concavità centrale, nella quale si apriva la bocca, era assai più accentuata; più assottigliato il fianco sinistro, ed in conseguenza più stretta ed allungata la lingua secondaria corrispondente; come pure, ma in minori proporzioni, quella opposta. Il piano superiore al salto roccioso, per quanto occupato ancora da neve dell' anno, presentava sempre i seracchi, forse meno alti e un pò meno estesi che nell' anno precedente non fossero. Le due piccole morene frontali erano assai alterate nella loro forma, e individualità; in specie quella sinistra, che appariva continuata verso la vicina lingua del ghiacciaio da un accumulamento irregolare di detriti e di massi; a destra della bocca, proprio addossato alla fronte, si presentava un alto cono di nuova formazione.

A distanza di due anni, nella scorsa estate, del 1904, il contorno della fronte del ghiacciaio del Lys appariva ancora ulteriormente alterato: il suo fianco destro era un poco assottigliato, e la lingua corrispondente, stretta, allungata, appuntita; quella sinistra invece poteva dirsi quasi del tutto sparita, dando luogo ad un contorno quasi regolarmente curvilineo dalla bocca alla base del salto roccioso, eccettuata una breve rientranza non distante dal torrente glaciale. Sopra il salto i seracchi erano notevolmente ritirati, nè potevano per questo più cadere ai piedi della breve parete. Le piccole morene visibili nel 1901 non si potevano ormai più riconoscere nell' uniforme distesa di materiali morenici; piccoli con detritici si addossavano alla lingua destra, l'unica sussistente, di fronte alla quale, dalla sua estremità al torrente glaciale, una nuova piccola morena terminale si apriva in semicerchio regolare, mentre un' altra, in tutto simile, ma un poco più ampia, dalla riva opposta del torrente raggiungeva la fronte circa alla sua metà tra la bocca e il salto roccioso.

Questo aspetto del ghiacciaio del Lys, o meglio della sua fronte, nereggiante di detriti morenici, e delle sue nuove costruzioni, valeva a dare tutta la impressione che un ulteriore ritiro si fosse verificato dal 1902 ad oggi; tale era anche l'opinione dei pastori della vicina alpe Salza, e tale anche delle guide di Gressoney che interrogai in proposito.

Il segnale però, posto nel 1901, riserbava una interessante sorpresa: la sua distanza dalla bocca era allora di 79 metri; nel 1902 riscontrai di circa 104 metri; del 1904 era di circa 95 metri. Queste ultime due cifre sono solo approssimate, ma non però molto distanti dal vero, per la nuova direzione assunta dal torrente glaciale, che impedì di raggiungere la bocca colla corda metrata. Non ostante però la mancanza di esattezza assoluta, queste cifre sono molto eloquenti: dal 1901 al 1902 il ghiacciaio del Lys si è ritirato di circa 25 metri; nel 1904 si presenta avanzato di 9 metri rispetto al 1902. E la piccolezza del l'avanzamento assoluto dimostra quasi che dal 1902 all'anno seguente si deve essere verificato un ulteriore ritiro, il quale ha dato poi luogo, dal 1903 ad oggi, alla fase opposta della oscillazione glaciale.

L'altezza della bocca del ghiacciaio del Lys, paragonata a quella dell'Alpe Salza Inferiore (2337 m.), mi risulta di 2154 metri (bar. 58⁰,75; term. 13⁰,5); nella carta topografica dell'Istituto Militare, levata nel 1884, è segnata, presso la fronte, la quota, non molto diversa, di 2159 m.

Il crestone che per l'Hohelicht sale alla Capanna Gnifetti; quello occidentale della Piramide Vincent; la cresta che da tale punta corre verso Nord più oltre il Corno Nero; poi le roccie nascoste dal ghiaccio dell'elevato Colle del Lys; la cresta orientale del Lyskamm e lo sviluppato sprone roccioso del Naso, limitano il circo orientale di raccoglimento del ghiacciaio del Lys. L'altro, meno ampio, occidentale, è chiuso dal Naso, e da tutta l'alta parete del Lyskamm Occidentale, e poi ancora dal crestone roccioso che limita a Sud il ghiacciaio del Felik.

Dove le due masse ghiacciate si uniscono alla base del Naso, ha principio la parte valliva, la lingua del ghiacciaio: da prima quasi regolarmente pianeggiante, là dove ha preso il nome di plateau del Lys; poi comincia a rompersi in numerosi, fitti e profondi crepacci trasversali, indizio della curvatura del fondo roccioso; poi finalmente anche

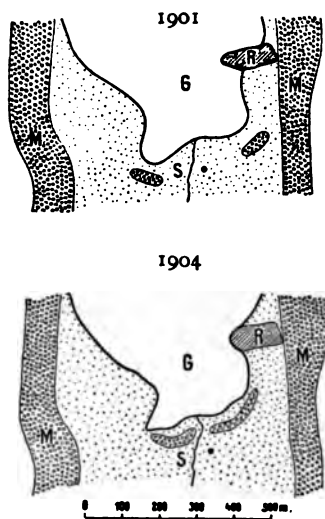


Figura 6.

La fronte del ghiacciaio del Lys nel 1901 e nel 1904; scala approssimativa 1:20000. In bianco (G) è indicata la fronte; a tratteggio (R) la roccia in posto; a circoletti (M) le morene; a punti (S) il terreno coperto dal materiale morenico sparso.

la superficie del ghiaccio si fa inclinata e poi sempre più, mentre che, contemporaneamente, piega il suo asse verso la prossima fronte.

Degli apparati morenici che accompagnano e seguitano a valle l'estrema parte del ghiacciaio del Lys, dissi già in addietro; per questo posso solo, adesso, accennare: risalendo l'alta morena laterale sinistra,



Figura 7.

Fronte del ghiacciaio del Lys. Agosto 1904.

indi passando da essa alle roccie che limitano a Nord lo sbocco del circo delle alpi Salza, l'ampio plateau del Lys si apre alla nostra vista, nereggiante nelle sue regolari morene superficiali, candido in tutto il resto; ai nostri piedi, aperto in infiniti crepacci, più oltre liscio e pianeggiante, in fondo inclinato verso gli alti circhi terminali. Lo si attraversi, dove è più agevole farlo, e ci si fermi al di là, al piede delle roccie, alle quali sovrasta il ghiacciaio del Felik, per riguardare indietro.

Si vedrà allora il fianco sinistro del ghiacciaio, che proprio là, dove abbiamo cominciato la traversata, si eleva quasi all'improvviso, e mentre lateralmente si espande (come risulta chiaro anche dalla carta topografica), così pure seguita ad inalzarsi sui fianchi dell'elevato

sprone dell' Hohelicht. Ora, dal punto quasi della sua massima elevazione, a quello, assai più basso, dove la lingua del ghiacciaio si è già rotta in senso trasverso e comincia la maggiore pendenza terminale, sul fianco roccioso della valle si può benissimo osservare una linea inclinata, regolare, quasi retta, la quale non è se non il culmine di una morena laterale, antica, ma che ancora sussiste, spesso con equilibrio assai instabile, sulle rocce dell' erto fianco della montagna.

Osservando ancora, si vedrà, esternamente a questa morena, e più in alto di essa, una seconda linea, meno inclinata, ma ugualmente regolare. La quale va a terminare alle rocce che limitano a Nord il circo delle alpi Salza; questa linea, più che una vera e propria morena ben individualizzata, è adesso una traccia morenica.

Se vogliamo conoscere il valore cronologico di questi due antichi limiti laterali del ghiacciaio del Lys, credo basti riandare alle espansioni massime verificatesi nel secolo scorso. La traccia esterna corrisponde, secondo me, alla fase di massimo progresso, che ebbe il suo culmine nell' anno 1820, e della quale rimangono potenti testimoni, più a valle, le alte morene laterali. Dal 1820 ad oggi, due altri periodi di avanzamento si sono avuti, ed al primo di essi, terminato intorno al 1859, deve certo corrispondere la morena, più bassa e più interna, che abbiamo osservato. Da allora il ghiacciaio del Lys ha compiuto una oscillazione completa ed una fase regressiva, or ora terminata; cioè per un maggior lasso di tempo le sue variazioni di volume sono state negative anzichè positive; di più, l'avanzamento, che ebbe termine attorno al 1889, fu di assai lieve momento. Per ciò si capisce come dal 1859 ad oggi possa esser stata profonda la diminuzione di spessore della lingua del ghiacciaio; la quale diminuzione è data appunto dalla differenza di livello tra la superficie attuale ed il limite superiore della morena osservata. Chè se poi si imagini colma dal ghiaccio la valle fino a questa altezza, si vedrà che il ghiacciaio avrebbe una inclinazione quasi regolare dai suoi circhi superiori fino alla fronte attuale, essendo ricolmata la concavità, che presenta oggi giorno il ripiano del plateau.

Dunque, la distanza tra il bordo esterno attuale del ghiacciaio e la traccia morenica dà il ritiro laterale tra il 1820 ed il 1859; la differenza di elevazione tra questa traccia e la morena, la diminuzione di spessore nello stesso periodo; la differenza di livello tra la morena e la superficie attuale, la diminuzione di spessore tra il 1859 ed oggi; il ritiro laterale in questo ultimo periodo è minimo, costeggiando la morena stessa quasi direttamente il ghiacciaio.



Figura 8.

Ghiacciaio del Lys: il plateau. Agosto 1904. Fotografia presa dalla base delle rocce sotto il ghiacciaio di Felik.

Nè ciò che si può imparare dal nostro punto di osservazione ancora finisce: lo sprone roccioso che dall' Hohelicht si protende verso ovest, dove finisce poco sopra alla fronte attuale del ghiacciaio del Lys, presenta al suo termine una fianco assai ripido. Al di là del circo delle alpi Salza, il Monte Telcio (2833 m.) si eleva a guisa di piramide dalla ampia base; il suo pendio, dalla cima, si mostra regolarmente inclinato, finchè ad una altezza, di poco inferiore a quella dello sprone terminale dell' Hohelicht, si fa d'un tratto ripidissimo con parete poco meno che verticale; in basso seguono dei semiconi detritici a regolarizzare un poco il pendio, e poi, di nuovo, la valle si apre nella sua conca inferiore. Ora, tanto all' estremità superiore della ripida parete colla quale termina, ad occidente, il crestone dell' Hohelicht, quanto al punto nel quale il fianco del monte Telcio cambia inclinazione, facendola molto maggiore di quel che non fosse per l'innanzi, — corrisponde un altro livello superiore del ghiacciaio del Lys: livello, naturalmente, non da ricercarsi nei tempi storici, ma da far risalire all' epoca glaciale.

Debbo però interrompere le osservazioni che le forme della vallata suggeriscono, per non allungare queste, che devono esser solo brevi notizie sui ghiacciai attuali; per questo dirò, come presso la fronte del ghiacciaio del Lys, sotto la cascata dei seracchi, abbia potuto vedere assai nette le caratteristiche bande turchine.

Ghiacciaio di Felik. Tanto tra gli abitanti della valle di Gressoney, quanto, e di conseguenza, tra gli alpinisti, sono note sotto questo nome le masse ghiacciate che si addossano alla cresta spartiacque tra le valli del Lys e dell' Evançon, e rimangon sospese sulle alte roccie che sovrastano alla lingua del ghiacciaio del Lys, solo riunendosi a questo in alto col suo gran circo occidentale del quale ho detto poco sopra.

Il rilievo originale della carta Sarda, del 1820, appare molto incerto in questa elevata regione: la cresta, che dal passo della Bettolina corre verso Nord allo spartiacque principale, termina, al punto d'inserzione con questo, mediante una punta senza nome, ma facilmente riconoscibile per il Castore. Anche la cresta (del Naso, certo) che divide la parte superiore del gran ghiacciaio del Lys, si diparte, dallo spartiacque, da una punta elevata, nella quale devesi riconoscere il Lyskamm orientale. Quasi alla metà precisa tra questi due rilievi, un terzo se ne distingue, che manda verso Sud uno sprone roccioso; e un' alta cresta, ancor più sviluppata, si diparte, in direzione di Sud-Est, dalla punta che corrisponde al Castore. Si può supporre che il rilievo mediano della catena principale rappresenti il Lyskamm occidentale; ma bisogna riconoscere

come del tutto imaginaria la cresta che se ne diparte, e imaginaria in parte, e in parte esagerata l'altra che ha origine nel Castore. Ad ogni modo queste quattro creste limitano tre ghiacciai: quello posto ad oriente è il gran circo occidentale del ghiacciaio del Lys: gli altri due, dei quali quello ad ovest si sviluppa assai più in direzione meridiana, devono, impropriamente, rappresentare il ghiacciaio di Felik. Al piede di questo, ed assai prossimo alla lingua del ghiacciaio del Lys, è indicata un'alpe Felic.

Nella carta Sarda, pubblicata di poi con notevoli correzioni dal rilievo originale del 1820, non è segnata quella breve cresta che manca in realtà; e solo una si diparte, verso Sud-Est, dal Castore, delimitando un ghiacciaio, che è quello del Felik. Una lingua di questo, subparallela e assai vicina alla cresta maggiore Castore-Bettolina, si insinua molto verso Sud, e molto più che non sia l'alpe Felic. Tutta la massa ghiacciata appare sospesa su alte roccie, tra le quali però, per stretti canaloni, scende più in basso a formare forse anche ghiacciai secondari, i quali coprono alla base il salto roccioso, e si uniscono a quello del Lys. Per quanto non si possa attribuire un grande valore al rilievo originale del 1820, pure osserverò che in questo la massa del Felik è assai più limitata verso Sud e Sud-Est, che non sia nella carta edita; certo poi l'alpe Felic ne è molto più distante.

Nella carta topografica dell'Istituto Geografico Militare, levata nel 1884 e corretta anche posteriormente, si è raggiunta una notevole esattezza, salvo una lieve variazione che si è verificata di recente, come dirò.

Il ghiacciaio di Felik ha per limite occidentale la cresta, che, non sempre emergente dal ghiaccio, si diparte dalla linea principale di dislivello tra la Punta Castore (4221 m.) ed il Felikjoch (4088 m.), e per la Punta di Felik (3945 m.), la Punta Perazzi (3633 m.) e le roccie dove sorge la capanna Sella (3601 m.) continua a Sud verso il Passo di Bettolina (2896 m.) ed oltre. Però a partire presso a poco dalle roccie della Capanna Sella, il limite occidentale si sposta ad oriente, essendo dato da uno sprone secondario, che, dirigendosi lievemente a Sud-Est, chiude gli alti ripiani, nei quali appunto si apre il Passo di Bettolina. Ho detto, espressamente, che la prima di queste due creste non sempre emerge dal ghiaccio; infatti la massa del Felik si unisce ad occidente col ghiacciaio Perazzi, e poi con la colata orientale di quello Piccolo di Verra, e con la parte superiore di questo.

Il limite orientale del ghiacciaio di Felik è, nella sua parte superiore, assai indeciso, corrispondendo ad una cresta subglaciale, che

decorre da presso al Felikjoch verso Sud-Est, sopra la quale le masse del Felik e del circo orientale del ghiacciaio del Lys si confondono, solo lievemente distinte da un cambiamento di inclinazione. Verso Sud-Est il limite è dato da un alto salto roccioso, assai inclinato sulla sottostante lingua del ghiacciaio del Lys, e fa di quello del Felik un tipico ghiacciaio sospeso. Questo salto roccioso, molto sviluppato in lunghezza, non è regolare; ma dopo una ampia convessità, si ritrae, formando una forte insenatura, poi si spinge nuovamente verso l'asse della valle del Lys, e se ne ritrae di nuovo fino a raggiungere quella cresta secondaria che ho detto dipartirsi dalle roccie della capanna Sella.



Figura 9.

Il ghiacciaio del Lys, prima della sua fronte, in basso; ghiacciaio sospeso di Felik, in alto. Agosto 1904.

La parte del ghiacciaio, che termina alla ampia concavità, è tipicamente sospesa; ivi giunta, si rompe, in specie nella parte meridionale, in alti e numerosi seracchi, che cadono nella sottoposta insenatura, dove formano un ammasso di ghiaccio, che però non ha, per me, valore di vero ghiacciaio, neanche di origine secondaria, come sarebbe qui e come si verifica altrove. Se si confronta l'estensione che questo ammasso presenta nella levata del 1884 con quella che ha

oggi giorno e che ben risulta dalle mie fotografie, si vede chiaramente che è diminuita delle metà, per superficie; la diminuzione in spessore è ancora assai più grande, come attestano due morene ben sviluppate che si trovano alla base della insenatura, ai due lati, con andamento curvilineo, corrispondenti ai limiti che nella carta topografica mostra di avere l'ammasso di ghiaccio, mentre da quello odierno sono notevolmente distanti.

E questa è l'unica variazione osservabile con certezza; chè le due lingue più meridionali, nelle quali termina ancora il ghiacciaio di Felik, insinuandosi in due specie di ampii canali del salto roccioso, rimangono pur esse sospese, nè per questo sono suscettibili di sensibili ritiri nè tanto meno di possibili avanzamenti. Queste due fronti non è prudente raggiungere; però, per quella occidentale, dalle vicine rocce ho potuto calcolare l'elevazione, paragonandola a quella della Capanna Sella (3601 m.); mi risulta di circa 3030 m. (bar. 51^o,90, term. 8^o). La lingua occidentale è di poco più bassa.

Il ghiacciaio di Felik mostra nella sua parte superiore chiaramente distinti gli strati corrispondenti alle precipitazioni annuali; è, in alto, poco inclinato, poi si fa sempre più declive fino all'estremo bordo; l'irregolarità del fondo è confermata dalle regioni crepacciate e dai non rari spuntoni di roccia che fuoriescono dalla sua massa.

Valle di Ayas.

Ghiacciaio Perazzi. Di questo, come degli altri ghiacciai della valle di Ayas, e, più che altro, dei monti che ne chiudono i circhi terminali, ha scritto abbastanza diffusamente il Martelli¹⁾; però, per quanto le condizioni speciali nelle quali si trovano le fronti di tali ghiacciai non mi abbiano permesso affatto di porre segnali di riferimento, pure, essendo lo scritto citato del Martelli d'indole esclusivamente topografica, non stimo inutile di riferire alcune poche notizie che varranno a completarlo.

Il ghiacciaio Perazzi, il quale, per la natura del piano roccioso sul quale si adagia, ha uno sviluppo verticale di gran lunga superiore a quello orizzontale, si unisce in alto, tra la Punta di Felik (3945 m.) e quella Perazzi (3633 m.), alla massa ghiacciata del Felik, che declina sul versante opposto, del Lys. Fin dal mediocre bacino terminale appare d'importanza molto secondaria; si mantiene assai stretto, insinuandosi

¹⁾ A. E. MARTELLI, *I monti e i ghiacciai di Ayas nella catena del Monte Rosa (Valle d'Aosta)*. Boll. del C. A. I., vol. 20, 1887.

però molto in basso in una specie di canalone tra la cresta spartiacque Lys-Evançon, ed uno sprone roccioso che dalla Punta di Felik scende, a Sud-Ovest, verso il piano dell' alpe superiore di Verra.

La massa principale del ghiacciaio Perazzi, or qua or là profondamente crepacciata, presenta sempre la stessa direzione fino alla estrema fronte, quella destra, la quale si apre tra due mediocri colline rocciose del tutto isolate, dalla forma rotondeggiante l'una, ovale l'altra. Ne è però alquanto ritirata, e termina attualmente tra due morene laterali, ben alte sulla superficie odierna del ghiacciaio, ad una certa distanza dai suoi bordi esterni, chiaramente individualizzate, delle quali la destra si attacca allo sprone roccioso che scende dalla Punta di Felik, dirigendosi, con lieve curva, a Sud-Sud-Ovest, fino ad oltrepassare la bocca attuale; la sinistra invece è assai breve, e continuata, indietro, da una piccola cresta di roccia, al di là della quale una nuova morena laterale comincia e si continua fino alla diramazione del ghiacciaio, della quale adesso dirò. La fronte è stretta, rotondeggiante, convessa e molto crepacciata, e termina esattamente ad un piccolo sprone roccioso che fuoriesce dal fondo detritico del terreno. È impossibile porre segnali sulle vicine morene, che si presentano molto instabili; per questo una fotografia credo che sia l'unico mezzo possibile per constatare gli eventuali spostamenti di questa lingua, i quali, pertanto, non possono certo acquistare alti valori.

L'elevazione della fronte destra del ghiacciaio Perazzi, paragonata a quella dell' alpe superiore di Verra (2370 m.), risulta di 2809 m. (bar. 54⁰,15; term. 16⁰).

Il braccio sinistro del ghiacciaio Perazzi ha importanza secondaria rispetto al destro, dal quale deriva per sdoppiamento della colata superiore; il suo limite orientale è dato dal fianco della cresta di dislivello Lys-Evançon, contro il quale, nei brevi canaloni, permane la neve dell' anno; il limite opposto è costituito da una alta morena laterale, la quale decorre verso Sud-Ovest, e poi, vicino alla fronte, s'incurva leggermente a Sud. Una breve morena si trova, presso la fronte, anche sul lato sinistro. L'elevazione della superficie di questo braccio è, presso alla sua origine, più bassa di quella del braccio destro, di dove il ghiaccio scende rotto in seracchi; ma poi si mantiene quasi inalterata fino alla bocca, rimanendo di una trentina di metri inferiore al culmine della morena laterale destra. Verso la fine di questa morena si osserva una larga insellatura, la quale pertanto non giunge alla superficie attuale del ghiacciaio, ma mostra che questo, in un periodo, piuttosto recente, di aumento, si è aperta una bocca secondaria verso la

vallecola triangolare che separa questo braccio dal destro. La morena destra poi, che è, come ho detto, elevata di circa 30 metri sulla superficie attuale del ghiaccio, mentre non è affatto prolungata a valle della fronte odierna, presenta un alto fianco esterno, con un dislivello di almeno 80 metri dal suo culmine alla sua base. Questi due fatti, in-



Figura 10.

Fronte del ghiacciai Perazzi, braccio destro. Agosto 1904.

sieme considerati, mostrano, che, dal momento che la glaciazione si è ristretta nei limiti presso a poco attuali, cioè in quelli storici, tale braccio sinistro del ghiacciaio Perazzi ha avuto oscillazioni di poca importanza, che non l'hanno mai portato al di là del limite odierno.

E ciò appare probabile anche quando si considerino le condizioni generali del ghiacciaio, il quale ha un assai ristretto bacino di raccoglimento, ed ha qui solo una colata laterale, di carattere secondario; e le oscillazioni poi, come conseguenza di ciò, devono verificarsi quasi esclusivamente nello spessore; ed infatti, quando visitai il ghiacciaio Perazzi, eravamo al termine di una fase di regresso, come le osservazioni sui ghiacciai della valle che Lys hanno mostrato; e questo braccio

sinistro si presentava non ritirato dentro i suoi apparati morenici, ma solo approfondito, e talmente coperto di detriti e di massi rocciosi, che la estrema parte ne era del tutto nascosta, ed anche il rimanente sì alterato nell'aspetto, da farci dubitare non doversi trattare d'un vero ghiacciaio, finchè non lo avemmo raggiunto ed esaminato da presso. La sua superficie è pianeggiante, solo un pò concava al centro: segno, anche questo, di forte ritiro.

L'elevazione della fronte di questo braccio sinistro del ghiacciaio Perazzi, paragonata a quella dell'alpe superiore di Verra (2370 m.), risulta di 2827 metri (bar. 54⁰,05; term. 14⁰); un'altra misura darebbe 2831; si può prendere come più approssimata la media di 2829 metri. La collina rocciosa, isolata, alla quale ho innanzi accennato, e che si trova in mezzo alla vallecola triangolare che separa i due bracci del ghiacciaio Perazzi, è certo il residuo dell'opera di un'antica glaciazione.

Ghiacciaio Martelli. Lo sprone roccioso che dalla Punta di Felix (3945 m.) si spinge, a Sud-Ovest, nel bacino di Verra, si rialza al suo limite settentrionale in una cresta allungata, che limita il ghiacciaio piccolo di Verra, e si sprofonda, a quello meridionale, a contenere la massa del Perazzi. In mezzo però presenta come un ripiano, allungato nel senso del suo massimo sviluppo, nel quale si adagia una massa ghiacciata indipendente da tutte quelle vicine.

Questo piccolo ghiacciaio non è distinto sulle carte topografiche da nessun nome speciale; ed anche il Martelli, al quale si devono i nomi di ghiacciaio Perazzi, ghiacciaio del Castore, e tanti altri nel bacino di Verra, trova che la piccolezza e la positura di questa massa ghiacciata, fuori da ogni via per salite e valichi, non rendono strettamente necessaria una speciale indicazione. Se ciò, pertanto, può valere dal lato alpinistico, non ha ragione da quello scientifico; ed in vista di ciò propongo di chiamare quella breve colata col nome del diligente illustratore dell'alta valle di Ayas.

E ciò, più che altro, nella speranza di prossimi, futuri studii; chè nelle mie escursioni di quest'anno non ho potuto raggiungere il piccolo ghiacciaio Martelli, ma solo esaminarlo da varii punti di vista e non di lontano. Si presenta come una massa leggermente inclinata, allungata nel senso dello sprone roccioso che la sopporta; non ha vero e proprio bacino di raccoglimento; ma è prodotto dal costipamento della neve caduta nel ristretto ripiano, e, solo in parte, da quella che può cadere in valanga dalle rocce sovraincombenti nella sua zona più settentrionale. Non ha apparati morenici ben individualizzati, ma al suo

termine presenta lievi ammassi detritici indistintamente arginiformi. In questi ultimi anni ha certo subito una diminuzione nello spessore, perchè verso la sua estremità è nereggiante per gli abbondanti detriti e massi superficiali. Ne ho calcolato approssimativamente l'elevazione minima a circa 3160 metri, valore non lontano dal vero, perchè sulla carta topografica dell' Istituto Geografico militare è segnata la quota di 3192 m. sopra le rocce al limite settentrionale della sua fronte.

Ghiacciaio di Verra. Questo è il nome complessivo delle masse ghiacciate che ricoprono i valloni ed i circhi terminali del bacino di Verra; però sono facilmente riconoscibili alcune distinzioni, principale quella nel Piccolo e Grande Ghiacciaio.

La carta sarda, pubblicata colle correzioni sul rilievo originale del 1820, credo che sia pei ghiacciai della valle di Ayas assai meno attendibile che non per quelli della valle del Lys. Essa mostra nell' alto bacino di Verra tre masse di ghiaccio irregolarmente triangolari, le quali concorrono verso il centro della valle, presso a poco ad un livello, che è superiore a quello della fronte attuale del ghiacciaio Grande di Verra, oggi il più esteso di tutti; ciò per lo meno, considerando la distanza che da questo punto corre alla confluenza tra il torrente di Verra ed il suo affluente di destra, che scorre nel vallone di Sere. Di queste tre masse triangolari, la più occidentale è limitata ad Ovest da una alta cresta rocciosa con direzione di Nord-Sud, ma lievemente inclinata ad occidente, la quale ben rappresenta la cresta che dal colle del Breithorn scende per la Gobba di Rollin (3906 m.) alla Rocca di Verra (3129 m.), e termina poco oltre con fianchi dirupati a ridosso dei casolari di Fiery (1878 m.). Un enorme spuntone la divide, nelle sua parte media e superiore, in due parti presso che uguali; e corrisponde alla roccia quotata nella carta del 1884 in 3580 metri, che però ha una estensione assai più ristretta. Il limite orientale è dato da una lunga, sottile cresta diretta da Nord-Est a Sud-Ovest, la quale separa questa prima massa ghiacciata da quella vicina, e poi è continuata in basso da un salto roccioso, degradante da quella a questa; a tale cresta corrispondono abbastanza bene le rocce di Lambronecca, che limitano ad oriente il ghiacciaio Grande di Verra. E questo è dunque rappresentato dalla prima delle tre masse ghiacciate che segna la carta sarda, almeno per adesso, con abbastanza esattezza nei suoi confini laterali. Quanto al suo sviluppo longitudinale dirò tra poco.

Le due masse triangolari seguenti hanno, direi, una base comune, e solo si dividono verso la loro estremità; il limite loro occidentale è quello orientale della massa adesso esaminata; poi, ad oriente, la cresta

di displuvio Lys — Evançon, ed a Sud, per quanto non ben chiaro, il crestone del Monte Rosso (3014 m.), come fa supporre la posizione relativa del valico di Bettolina (2396 m.), e di un torrentello che affluisce, a sinistra, nel torrente di Verra prima della confluenza con quello di Sere. Questa gran massa, che si sdoppia verso il suo termine, deve rappresentare insieme il ghiacciaio Piccolo di Verra, il ghiacciaio Perazzi ed il ghiacciaio Martelli. Si noti che da essa spunta fuori una sola piccola cresta, che potrebbe corrispondere alla parte superiore di quella che scende a Sud-Ovest dalla Punta Castore (4221 m.); mentre non vi è affatto traccia di quella, che trova la sua origine nella Punta di Felik (3943 m.). Ciò potrebbe aver ragione in uno spessore molto maggiore delle masse ghiacciate, pertanto mal supponibile in proporzioni tanto grandi; ma quel che poi non si può assolutamente spiegare nè accettare è l'estensione della parte terminale di questi ghiacciai, i quali, dopo avere occupato tutti i circhi dell' alto bacino di Ayas, scenderebbero allo stesso livello della fronte del ghiacciaio Grande di Verra. E ciò non può essere; del ghiacciaio Perazzi, e dei suoi apparati morenici, ho già detto quanto basta a reggere questa opinione; per quelli, Grande e Piccolo, di Verra, sarà chiaro dal poco che avrò a dire. Questa di molto minore estensione glaciale rispetto alla rappresentazione della carta sarda non esclude però che negli alti circhi fossero come annidati dei piccoli ghiacciai, ora del tutto spariti.

Il ghiacciaio Piccolo di Verra ha per limite orientale l'alto crestone che scende, verso Sud-Est, dalla Punta di Felik, e sostiene la breve colata del ghiacciaio Martelli; a Nord-Est, dopo aver unito per un certo tratto la sua massa a quello del Felik, trova il suo confine nella linea principale di displuvio fino alla Punta Polluce (4107 m.); di dove un breve sprone roccioso, emergente verso Sud-Ovest, poi nascosto sotto il ghiaccio, poi di nuovo emergente nelle alte roccie di Lambronecca, costituisce il limite occidentale.

Una grossa roccia, dalla forma trapezoidale, che si inalta come cresta Sud-Ovest della Punta Castore, divide il ghiacciaio Piccolo di Verra in una massa principale ad Occidente, ed in una colata, stretta e scoscesa, ad Oriente, alla quale il Martelli ha riserbato il nome speciale di ghiacciaio del Castore. Dal punto della loro riunione comincia la fronte, da prima più inclinata, poi meno, la quale termina contro enormi ammassi morenici.

Un tempo il ghiacciaio Piccolo di Verra presentava due distinte lingue terminali, vicine tra loro, ben discernibili nella carta topografica dell' Istituto Geografico Militare, rilevata nel 1884. La orientale,

assai prossima alla roccia scendente dalla Punta di Felik, ha lasciato traccia di sè in due morene laterali, piuttosto alte, ben individualizzate, ancora oggi completamente fresche, tra le quali scorre il piccolo torrente della lingua attuale che è ritirata molto in alto.

Ma la massa principale del ghiacciaio s'indirizza alla lingua occidentale, la sola che meriti oggi un tal nome, perchè l'altra non sporge più che tanto, e l'acqua di fusione scende solo per l'apertura anteriore asciata tra i due argini morenici.

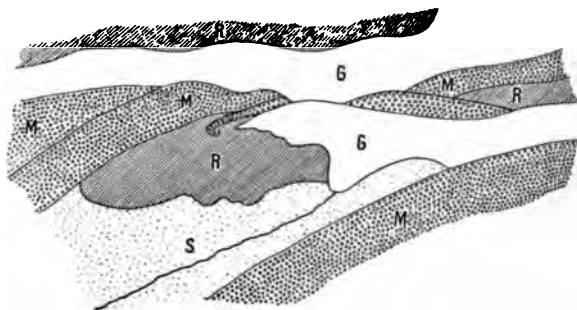


Figura 11.

Schizzo rappresentante, di profilo, la lingua del ghiacciaio Grande e la fronte del ghiacciaio Piccolo di Verra. Viste da Levante, ai piedi delle morene laterali sinistre del ghiacciaio Piccolo. (Confer Figura 12.) (Agosto 1904.)

In bianco sono indicati i due ghiacciai di Verra (G, G); a tratteggio la roccia in posto (R, R); a circoletti le morene (M, M); a punti il terreno coperto dal materiale morenico sparso.

La lingua occidentale dunque termina sopra un salto roccioso, a Nord della conca dell' alpe superiore di Verra, tra la morena laterale destra abbandonata dalla lingua orientale, e le rocce di Lambronecca, o meglio il loro prolungamento meridionale. Una morena laterale destra si addossa a queste rocce, e costeggia la fronte oltre il termine delle rocce stesse, dove allora corre parallela a quella sinistra del ghiacciaio Grande di Verra; a questo punto, al quale comincia il salto roccioso, il culmine di tale morena destra si fa assai più inclinato di quello della morena del vicino ghiacciaio, e poi termina al piede del salto in un ammasso detritico informe.

Una più piccola morena laterale destra, interna rispetto a questa prima, non oltrepassa il salto roccioso, anzi al suo limitare si incurva leggermente davanti alla lingua ghiacciata, attestando un recente periodo stazionario, che ha preceduto l'ultimo, piccolo regresso.

Il ghiacciaio, prima di giungere al ripiano che precede il salto roccioso, è molto rigonfio trasversalmente, e presenta molti crepacci curvilinei, obliqui all' indietro; poi si espande in una lingua sottile, poco inclinata, liscia o quasi, la quale scende, lateralmente, di una diecina di metri al di sotto del ripiano roccioso, tra questo e la morena



Figura 12.

Ghiacciaio Grande di Verra e fronte del ghiacciaio Piccolo. Agosto 1904.

destra della lingua orientale, la quale ha avuto certo valore di morena mediana. E questa parte del ghiacciaio, che sembra quasi strabordare, è tutta quanta coperta di detriti morenici.

Quando nel 1901 ebbi occasione di visitare il bacino di Verra, durante alcune mie escursioni, la lingua del ghiacciaio Piccolo era un poco più avanzata, sul ripiano superiore del salto roccioso; probabilmente a quell' epoca corrisponde la breve morena curvilinea, della quale ho detto. Certo però questa lingua non è facilmente suscettibile di oscillazioni al di là del principio del salto roccioso, per le ragioni più volte espresse; e per questo, l'averlo oltrepassato, come è dimostrato dalla maggiore morena laterale destra, fa già pensare ad una assai grande espansione glaciale, che molto probabilmente è quella del 1820. Che

a quest' epoca, ed anche poco dopo, si avesse qui uno sviluppo molto maggiore, tanto da far giungere, come mostra la carta Sarda, questo ghiacciaio Piccolo di Verra al livello estremo di quello grande, non è cosa comprovata nè da morene laterali abbandonate sul fianco sinistro della valle, nè da altre addossate a quella sinistra del ghiacciaio Grande, la quale corre regolare e continua fino al piano dell' alpe inferiore di Verra.

L'elevazione di questa lingua principale del ghiacciaio Piccolo di Verra, paragonata a quella dell' alpe superiore dello stesso nome (2370 m.), resulta di 2717 metri; altre due misure darebbero rispettivamente 2705 e 2703; si può assumere, come più approssimata, la cifra media, di 2708 metri.

Il ghiacciaio Grande di Verra ha nei suoi circhi superiori per limiti, ad oriente, la cresta che scende dalla Punta Polluce (4107 m.) verso Sud-Est e si continua nelle roccie di Lambronecca; a Nord la linea principale di displuvio fino quasi alla Punta occidentale del Breithorn (4165 m.); ad Ovest, l'alta e dirupata cresta che, pel colle del Breithorn, scende alla Gobba di Rollin (3906 m.). Nella sua parte valliva si addossa, a destra, alla base della parete rocciosa, che sostiene la massa ghiacciata di Ventina, ed a sinistra è limitato dalla gran morena laterale, che dalle roccie di Lambronecca si continua fin quasi al piano dell' alpe inferiore di Verra.

A questa morena ne seguono, nella sua parte inferiore, altre due interne, più basse e più fresche; essa poi, avvicinandosi sempre più al fianco sinistro della valle, via via che questa va restringendosi dal piano dell' alpe superiore di Verra, giunge a tale, che è interrotta dal torrente proveniente dai ghiacciai Perazzi e Piccolo di Verra, ma si continua al di là, addossata al fianco della valle, fino al principio del piano delle alpi inferiori.

Sulla destra una morena laterale ha principio alla base, presso a poco, della Rocca di Verra (3129 m.), si spinge verso il centro della valle, indi ripiega con curva regolare verso il suo fianco, lasciando uno spazio esterno chiuso, nel quale si è formato il piccolo Lago Bleu; oltre questo, si continua ancora per un poco, di contro al fianco della valle, ma non tanto, quanto l'opposta morena sinistra. Si noti poi che questa destra appare più recente; morene superficiali seguono tutta quanta la lingua del ghiacciaio Grande, e, presso alla sua fronte, fuoriesce per i numerosi crepacci la morena di fondo, sì che tutta la parte terminale del ghiacciaio appare coperta e spesso del tutto occultata da detriti, massi e mota glaciale.

Il ghiacciaio Grande di Verra unisce, in alto, la sua massa a quella del ghiacciaio Piccolo ad oriente, ed a quella che influisce sul versante svizzero del gruppo montuoso, ad occidente; sotto la Gobba di Rollin poi (3906 m.) riceve materiale dal più elevato ghiacciaio di Ventina, che cade frequentemente in seracchi sul sottostante prossimo bacino.



Figura 13.

Fronte del ghiacciaio Grande di Verra; in secondo piano, a destra, morena del braccio sinistro del ghiacciaio Perazzi, visibile al centro, — a sinistra il ghiacciaio Martelli. Agosto 1904.

Il ghiacciaio Grande di Verra, il quale per il suo notevole sviluppo vallivo sarebbe tanto indicato come oggetto di regolari osservazioni, presenta però delle difficoltà grandi, a causa dello stato in cui si trova la sua fronte. Avevo posto un segnale di riferimento nel 1901, distante 41 metro dalla bocca, sopra un masso che ritenevo abbastanza stabile; ma non l'ho potuto in alcun modo ritrovare. Sicuro, però, e notevole è lo spostamento, di ritiro, sofferto dalla bocca da quell'epoca ad oggi; allora osservai che essa corrispondeva presso a poco all' altezza del rigonfiamento centrale del vicino Lago Bleu; quest' anno corrispondeva alla sua estremità settentrionale, con un ritiro, all' incirca, di 150 metri. Il quale però non può dare la misura esatta del ritiro della fronte, ma solo di quel punto, cui corrisponde la bocca; infatti alla sinistra di

questo il ghiacciaio si prolungava ancora assai in basso, ma talmente ricoperto di materiali morenici, d'origine superficiale e, più che altro, profonda, che riesciva assolutamente impossibile riconoscerne i limiti. E questa è stata la difficoltà, per la quale non ho potuto rilevarne la fronte alla bussola.

L'elevazione della fronte del ghiacciaio Grande di Verra, paragonata a quella dell'alpe superiore (2370 m.), risulta di 2222 metri (bar. 58^o.25; term. 21^o); due altre misure mi hanno dato rispettivamente il valore di 2206 e 2204 metri, che credo più vicini al vero, anche della media aritmetica, cioè di circa 2210 metri; infatti la carta topografica pone al Lago Bleu la quota di 2184 m. Non credo attendibile quella di 2100 data dal Martelli per la fronte del ghiacciaio, per quanto nel 1885 questo fosse assai più espanso, e per questo raggiungesse un livello certo un poco più basso.

Ghiacciaio di Ventina. Di questa regolare calotta ghiacciata la carta sarda dà una rappresentazione molto imperfetta, e per questo in nulla attendibile. La sua massa si collega superiormente a quelle influenti nelle valli Tournanche e di Zermatt, ed ivi il suo limite è dato da una linea svolgente in ampia curva e corrispondente al cambiamento di inclinazione superficiale. Ad oriente invece il limite è ben netto: dal colle Breithorn è formato dalla alta e dirupata cresta rocciosa, che per la Gobba di Rollin (3906 m.) giunge alla più meridionale Rocca di Verra (3129 m.); il limite meridionale è più irregolare e frastagliato, corrispondendo al salto roccioso sopra le vallecole secondarie, per le quali le acque di fusione si avviano alla maggiore valle di Cortoz. Da questa parte infatti si trovano le lingue del ghiacciaio, che sono tre: la orientale, la meglio sviluppata, si insinua tra le rocce della Rocca di Verra e quelle del Palon di Sere (2669 m.), e dopo due ripiani in gradinata termina ad un salto roccioso mal praticabile, di dove il torrente scende nella valle secondaria di Sere. La lingua centrale straborda dall'alto pianoro subito ad oriente della Punta di Rollin (3304 m.); l'elevazione della sua fronte resulterebbe, da una mia misura, di 2712 metri circa. La lingua occidentale termina, come grossa colata presso al Gran Lago (2784 m.) sotto al colle delle Cime Bianche (2980 m.).

In complesso, le tre lingue del ghiacciaio di Ventina non si prestano ad essere oggetto di interessanti osservazioni, avendo forma di colate ripidissime; nè, da una parte, sono suscettibili di forti variazioni nel loro sviluppo, nè d'altra parte, per la positura loro, possono essere fedelmente rilevate, per la difficoltà che la montagna oppone.

Però interessante per la morfologia montana, in rapporto alla antica espansione glaciale è certo questo bacino di Ventina. La carta



Figura 14.

Ghiacciaio di Ventina, colata centrale. Agosto 1904.

topografica dell' Istituto Geografico Militare, ottima spesso, ma talvolta un pò deficiente nella rappresentazione dell' alta montagna, non dà nessuna, per quanto pallida, idea delle forme del terreno nella Valle di Cortoz. Questa mette capo al colle delle Cime Bianche, ed influisce in quella del torrente Evançon; i suoi limiti sono dati: a Sud-Ovest dalla parete orientale della Gran Sometta (3166 m.), dalla cresta settentrionale della Roisetta, e da un crestone che da questa cima cala a Sud-Est, insinuandosi nella valle dell' Evançon; a Nord-Est, dal salto roccioso che forma il limite meridionale della calotta ghiacciata del Ventina. Ora, se si osservi la carta topografica, si vedrà che il talweg del torrente Cortoz non è nè centrale nè subcentrale, ma fortemente spostato verso la base delle Roisetta; e, meglio osservando ancora, e,

più, percorrendo le località in discorso, si vedrà che la dissimmetria non è tanto nella estensione superficiale, quanto nell' aspetto morfologico. A Sud-Ovest il fianco della valle si presenta abbastanza regolare ed assai inclinato. A Nord-Est, salvo qualche irregolarità, si ha, in complesso, un forte salto roccioso, che, superiormente, segna il limite del ghiacciaio di Ventina; poi, un largo spazio intricatissimo per numerosi colli arrotondati, piccole vallecole, ripiani e falsi piani, laghetti, ristagni paludosi, bacini torbosi, nei quali male è definibile la idrografia: certo questa è molto irregolare, perchè talora le acque scorrono, per certi tratti, in senso inverso a quello della valle principale; poi ancora un secondo salto, che forma il fianco della valle di Cortoz.

Ho detto che il fianco Sud-Ovest di questa è abbastanza regolare; non lo è, però, del tutto; infatti presenta due ben marcati cambiamenti di pendio, i quali si continuano dal principio della valle sino al suo sbocco in quella dell' Evançon con regolare inclinazione; tra questi due cambiamenti di pendenza, si addossano al monte dei semiconi detritici quasi continui. L'argomento non mi permette di dilungarmi troppo, nè, d'altra parte, potrei riferire osservazioni molto dettagliate in proposito; basti per questo il dire che la linea corrispondente al superiore di queste variazioni di pendio, pure scemando di elevazione assoluta da monte a valle, si mantiene sempre più elevata dei colli arrotondati, delle creste, e dei piccoli rilievi che si trovano sull' opposto fianco della valle, interposti tra i due salti, dei quali ho detto. Essa vale a segnare un limite superiore raggiunto durante una antica espansione glaciale, quando i ghiacci di Ventina coprivano e modellavano, come adesso la vediamo, tutta la parte topograficamente intricata che si trova a sinistra del torrente Cortoz. La linea inferiore, che ha la sua corrispondenza nel salto più basso del fianco opposto della valle, segna il limite superiore raggiunto dai ghiacci durante una espansione successiva e minore, quando cioè essi erano incanalati verso la valle dell' Evançon non come una quasi uniforme massa dalla linea principale di displuvio alla Roisetta, ma come semplice lingua valliva.

Non ho creduto disutile chiudere queste brevi notizie sui ghiacciai attuali delle valli di Gressoney e di Ayas con i pochissimi appunti che precedono, sia perchè riguardano le antiche espansioni della massa del Ventina, sia perchè potranno servire, per quel poco che valgono, a chi vorrà scrivere della morfologia delle nostre montagne, in un giorno che io voglio sperare non lontano.

Ottobre 1906.

Über den Schuttinhalt der Innenmoränen einiger Öztaler Gletscher.

Von **Hans Heß** in Ansbach.

Wenn ein Felsast die Oberfläche eines Gletschers durchbricht oder doch so nahe an sie heranreicht, daß das Eis ihn nicht mehr überfließen kann, so muß es ihn umfließen. Liegt das felsige Bewegungshindernis ganz im Abschmelzgebiet, so müssen an ihm Bewegungslinien stranden, welche der Sohle des Gletschers angehören. Da auf dem Grunde des Gletschers beständig Schutt transportiert wird, so muß sich an den Rändern des die Eisfläche überragenden Felskammes geschrammter und gekritzter Schutt ablagern, der vom unteren Ende des Felsastes an Bestandteil einer Oberflächenmoräne wird, welche außer ihm noch Schutt enthalten kann, der von den Seitenrändern des Felsrückens stammt. Der in der Bewegungsrichtung des Eises verlaufende Schuttwall dieser reinen Obermoräne muß also Grundmoränenmaterial enthalten und zwar um so mehr, je ausgedehnter der Felsast ist.

Liegt das Bewegungshindernis ganz im Firngebiet, ohne die Oberfläche zu durchbrechen, so kann der Schutt, welcher von der Umrandung des Firnfeldes stammt, weder an ihm austreten, noch in das Innere der Eismasse gelangen, sondern er muß am Rande der Gletscherzunge dort zu Tage treten, wo die von Punkten der Firnumrandung ausgehenden, auf der Gletschersohle verlaufenden Stromlinien austreten. Findet jedoch auf dem Grunde des Gletschers selbständige Schuttproduktion (durch Erosion) statt, so muß notwendigerweise Schutt in das Innere der Eismasse kommen, weil Stromlinien, die im Innern des Gletschers verlaufen, mit dem Grunde (am Felshindernis) in Berührung kommen und danach wieder im Innern der Eismasse weiter ziehen. Von der abwärts gelegenen Kante des Felshindernisses an muß im Innern des Gletschers eine schuttführende Wand verlaufen, die bis zum Grunde reicht, bei gleicher Mächtigkeit der das Hindernis umfließenden Arme des Eisstromes vertikal steht und von einer bestimmten Stelle der Zungenoberfläche an als Mittelmoräne ausstreicht, die nur Grundmoränen-Material enthält. Ihr oberflächlicher Schuttinhalt nimmt gegen das Gletscherende in dem Maße zu, wie die Ablation wächst. Geht das Felshindernis über die Firnfläche empor, so tritt das nämliche ein. Von seiner unteren Seite geht eine schuttführende Wand aus, welche durch Vereinigung zweier Schaaren von Stromlinien

gebildet wird, die vorher auf dem Grunde des Gletschers verliefen. Der Schutttinhalt dieser Innenmoräne besteht aus Rand- und Grundschutt, da die zur Vereinigung gelangten Stromlinien z. T. auch von der Umrahmung des Firnfeldes (von den Flanken des Felsrückens) ausgehen. Reicht, wie es bei dem Felsrücken der Fall ist, der von der Langtaufferer Spitze herabzieht und von zwei Zuflüssen des Hintereisferners umströmt wird, das Felshindernis bis über die Firngrenze herab, in das Abschmelzgebiet, so wird eine Mittelmoräne entstehen, welche vom untersten Punkt des Felsrückens an aus Obermoräne und (vertikaler) Schuttwand besteht. Längs der ganzen Mittelmoräne läßt sich ein durch breiigen Zustand ausgezeichneter 0,5—1 m breiter Streifen verfolgen, der meist auf dem Rücken der Moräne verläuft. Er ist der Schnitt der Schuttwand mit der Gletscheroberfläche, die Spur der Schweißnaht der Gletscherzuflüsse, welche sich längs der Schuttwand berühren. Hier schmilzt der Schutt aus, der im Innern des Gletschers abwärts transportiert wird. Diese Verhältnisse wurden bekanntlich von S. Finsterwalder im Zusammenhang mit seiner Gletschertheorie aufgeklärt. Ihm gelang auch die angegebene Deutung des feuchten Streifens auf dem Rücken der Mittelmoränen. Vor einigen Jahren habe ich darauf hingewiesen, daß eine Reihe von Beobachtungen über die Schuttmenge, welche in gegebener Zeit längs der Schweißnaht einer Innenmoräne ausschmilzt, dazu führen könne, die Größe des Erosionsbetrages festzustellen, um welchen ein Gletscher jährlich sein Bett erniedrigt. Man muß über die Größe der Schuttdichte in der vertikalen Schuttwand zuverlässige Daten gewinnen und außerdem einen einwandfreien Weg finden, um die Beziehung zwischen diesem Schutttinhalt und der Schuttatragung per Flächeneinheit des Gletscherbettes anzugeben. Auf der großen Mittelmoräne des Hintereisferners habe ich, um die Größe der Schuttdichte (kg pro m^2 der Schuttwand) zu erhalten, längs der Naht an mehreren Stellen den bereits ausgeschmolzenen Schutt forträumen lassen. Auf den schuttfreien, ca. 4 m breiten Streifen wurden zur Bestimmung der Abschmelzung Bohrlöcher angelegt, in welche Holzstäbe versenkt wurden. Die im Laufe der Beobachtungszeit neu ausgeschmolzene Schuttmenge wurde gewogen. Nimmt man sie als gleichmäßig über die der Abschmelzung erlegene Fläche der Schuttwand ($\text{Länge} \times \text{Abschmelzung}$) verteilt an, so erhält man die Zahlen, welche in Rubrik „Schuttdichte“ der folgenden Tabelle enthalten sind. Messungen gleicher Art konnte ich bis jetzt noch auf der Mittelmoräne des Hochjochferners und an einer kleinen Innenmoräne des Vernagtfeners anstellen.

Gletscher	Abraumstelle	Seehöhe m	Beobachtungs- zeit	Gewogene Schuttmenge kg	Ab- schmelzung cm	Nahtlänge m	Schuttdichte kg/m	Oberflächen- geschwindig- keit m/Jahr	
Hintereiserner	A	2826	26/VII 05— 8/VIII 05	2500	44	10	570	24	Naht dreif.
			8/VIII 05— 3 VIII 06	1965	143	2,2	620	24	
	B	2720	9/VIII 04—25/VII 05	3850	200	25,3	76	38	Naht einfach
			25/VII 05— 8/VIII 05	620	68	11,6	80	38	
			8/VIII 05— 2/VIII 06	6760	197	27,0	127	38	
	C	2603	14/VIII 03— 8/VIII 04	3500	420	12	69	27	Naht einfach
			8/VIII 04—25/VII 05	1700	274	14	42	27	
			25/VII 05— 8/VIII 05	560	89	14	45	27	
			8/VIII 05— 2/VIII 06	1712	212	8	101	27	
	D	2567	24/VII 05— 10/VIII 05	2300	108	12	177	25	Naht einf. Viel Schutt abge- rutscht
			10/VIII 05— 2/VIII 06	1418	275	7,3	770	25	
Hochjocherner	A	2707	10/VIII 04—27/VII 05	680	225	17,2	18	10	graue Naht
			27/VII 05— 9/VIII 05	322	73	17,2	25	10	
			9/VIII 05— 7/VIII 06	1282	240	13,8	39	10	
	B	2650	10/VIII 04—27/VII 05	580	237	17,5	14	9	gelbe Naht a. d. roten Steinlinie
			27/VII 05— 9/VIII 05	112	89	17,5	7	9	
	C	2640	1/VIII 05— 9/VIII 05	80	48	20	8	9	gelbe Naht a. d. blauen Steinlinie
			9/VIII 05— 7/VIII 06	508	320	10,8	15	9	
Vernagterner		2683	11/VIII 04—10/VIII 05	1133	440	36,4	7	15	
			10/VIII 05— 9/VIII 06	2010	442	36,4	12,5	15	

Was nun zunächst die Ergebnisse der Messungen am Hintereis anlangt, so ist zu beachten, daß die Stellen *A* ca. 100, *B* ca. 2000 m, *C* ca. 3300 und *D* ca. 3800 m vom Ursprung der Mittelmoräne entfernt sind (vgl. hierzu Fig. 2 auf S. 7 Heft 1 d. Ztschr.). Bei *C*, wo bisher die meisten Messungen stattfanden, ergibt sich eine ziemlich beträchtliche Schwankung der Schuttdichte, was ja von vornherein zu erwarten ist.

Doch sind die hier ermittelten Werte kleiner, als weiter oben bei *B* und auch als der bei *D* gefundene. Auffallend groß ist die Schuttmenge, welche an der obersten Stelle, bei *A*, ausgeschmolzen ist. Vermutlich kommt dies davon her, daß von der steilen Ostflanke des Felsgrates auf den linken Firnrand des an der Ostseite der Langtaufferer Spitze herabgehenden Gletscherzuflusses beständig viel Verwitterungsschutt abstürzt, der nur von einer schwachen Firndecke eingeschlossen wird, weil die Auffangstelle kurz oberhalb der Firngrenze liegt. Deshalb muß dieser Schutt auch kurz unter der Firngrenze und damit nahe dem Ursprung der Mittelmoräne wieder zum Ausschmelzen kommen. Wie die Messungen bei *B* und *C* ergeben, nimmt die Schuttdichte von *A* aus höchst wahrscheinlich anfänglich sehr schnell, späterhin langsam ab, um dann abwärts bis *D* wieder zu wachsen. Es bleibt abzuwarten, ob die späteren Messungen zu demselben Ergebnis führen werden. Die bisherigen Resultate lassen wohl annehmen, daß in der Nähe von *C* der Einfluß der Schuttmenge aufhört, welche als Abwitterungsprodukt auf den Firn an der Ostflanke der Langtaufferer Spitze gerät. Auf der NW-Seite des Felsgrates verlaufen die Gesteinsschichten fast im Sinne der Abdachung und liefern wenig oder gar kein Verwitterungsmaterial, das auf den Langtauffererjochferner herabstürzt. Der Schutthalt der Innenmoräne der abwärts von *C* und bei *C* gemessen wird, kann m. E. als Grundsutt betrachtet werden, da die Stellen des Grates, welche dem von *C* abwärts liegenden Teile der Naht entsprechen, ganz verfirmt sind, also keinen Randsutt liefern können. Man hätte also für die ganze Schuttwand nach der bisherigen Erfahrung einen Schutthalt von ca. 40 kg/m^2 als Mindestmaß dessen anzusehen, was durch Erosion vom Gletscherbett aus in diese Schuttwand gelangt und mit den Stromlinien bei *C* an die Gletscheroberfläche kommt.

Um aus der gefundenen Schuttdichte die Größe der jährlichen Abtragung im Firngebiet zu ermitteln, nehme ich an, daß in dem ganzen Streifen der Schuttwand, der von den bei *C* ausmündenden Stromlinien gebildet wird, die Schuttdichte konstant und gleich der bei *C* gefundenen sei. Beim Zusammenfluß der beiden Gletscherarme, die längs der Innenmoräne verschweißen, kommen zwei bis dahin dem Gletschergrund angehörige Streifen zur Berührung — einer vom Bett des Langtauffererjoch-Ferners, der andere vom Bett des vom Osthang der Langtaufferer Spitze herabziehenden Zuflusses. Jedem dieser beiden Streifen lege ich den halben Schutthalt bei, also rund 20 kg/m^2 . Diese Schuttmenge nimmt der Streifen von seinem Ursprung am Ostgrat der Langtaufferer Spitze an auf. Im Mittel wird man also, so lange keine besseren

Erfahrungen vorhanden sind, den Schutthalt des auf der Gletschersohle verlaufenden Streifens zu 10 kg/m^2 annehmen dürfen. (Da keine wesentliche Änderung in der Dichte des Eises von ca. 3000 m Höhe bis zu C hin stattfindet, so darf man näherungsweise die Breite des Streifens, der in einem Jahre bei C ausschmilzt und die gemessene Schuttmenge liefert, als unverändert längs des ganzen Streifens annehmen.) Wenn nun die Geschwindigkeit des Eises an der Gletschersohle längs des Streifens pro Jahr 1 m wäre, so müßten von jedem m^2 des Gletscherbettes (längs des Streifens) jährlich 10 kg Schutt entfernt werden. Nimmt man, wie es wahrscheinlich ist, die Oberflächengeschwindigkeit senkrecht über dem Streifen zu durchschnittlich 25 m/Jahr und die Grundgeschwindigkeit zu einem fünftel davon, also zu 5 m/Jahr an, so würde der jährliche durchschnittliche Abtrag (längs des Streifens) $50 \text{ kg} = \text{ca. } 20 \text{ dm}^3$ Schutt ausmachen, d. h. die jährliche Erniedrigung des Gletscherbettes würde für diesen Streifen rund 2 cm betragen. An den Stellen, welche näher an der Gletscherachse liegen, würde bei gleicher Berechnungsweise, der größeren Schuttdichte entsprechend, welche abwärts von C gemessen wurde, auch ein größerer Erosionsbetrag anzusetzen sein.

Wie man sieht, haftet der gefundenen Zahl von 2 cm jährlichem Abtrag noch eine ziemlich große Unsicherheit an. Diese liegt meines Erachtens nach hauptsächlich in der unzureichenden Kenntnis, welche wir über die Größe der Grundgeschwindigkeit haben. Aus den Bohrungsergebnissen am Hintereisferner und den aus den beobachteten Ablations- und Geschwindigkeitsbeträgen ermittelten theoretischen Minimaltiefen des Gletschers konnte der Schluß gezogen werden, daß die mittlere Geschwindigkeit des Gletschers in einer Vertikalen etwa drei Viertel der Oberflächengeschwindigkeit beträgt. Daraus kann (wohl als Höchstwert) die Grundgeschwindigkeit als die Hälfte der Oberflächengeschwindigkeit abgeleitet werden. Wahrscheinlicher ist es, daß für die Abnahme der Geschwindigkeit nach der Tiefe ein ähnliches Gesetz gilt, wie für die Abnahme von der Achse gegen den Rand. Dann ist, wie oben geschehen, die Grundgeschwindigkeit als ein Fünftel der Oberflächengeschwindigkeit anzunehmen. Die Unsicherheit, die hier obwaltet, kann ein gut Teil gemindert werden, wenn die im Gange befindlichen Messungen der Firngeschwindigkeit auf dem Langtaufenerjoch-Ferner einige Jahre hindurch fortgesetzt werden und damit der Verlauf der Bewegungslinien so gut bekannt wird, daß auch für den Firn des Hintereisgletschers und seiner Zuflüsse auf Grund aller bisher vorliegenden Erfahrungen die Rekonstruktion der Profile mit einiger Bestimmtheit durchgeführt werden kann. Man wird dann auch die Verteilung der

Die Konferenz ostalpinen Gletscherforscher in Sulden vom 9.—13. August 1906.

Von Seb. Finsterwalder in München.

Es war ein Lieblingsgedanke des vor kurzem verstorbenen, um die Gletscherkunde der Ostalpen hochverdienten Forschers Eduard Richter, die zahlreichen Gelehrten und Jünger der Wissenschaft, welche zumeist unter dem Schutze des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins die Kenntnis der ostalpinen Gletscher gefördert und die Überwachung ihrer Schwankungen in die Hand genommen haben, angesichts eines bedeutenderen Gegenstandes ihrer Forschung zu versammeln, zum Austausch ihrer Erfahrungen und Methoden anzuregen und ihnen in ungezwungenem Gespräch in freier Natur und durch Aufweisung an dem gerade vorliegenden Fall jene neuen Fortschritte und Aufstellungen in der Gletscherkunde zu vermitteln, welche auf ähnlichem Wege durch internationale Konferenzen angebahnt und festgesetzt worden waren.¹⁾ Auf diesem Wege sollte eine gewisse Einheitlichkeit der leitenden Gesichtspunkte gewonnen und die für die Untersuchung klimatischer Einflüsse auf die Gletscher so notwendige Dauer zielbewußter Arbeit gewährleistet werden; auch ließ sich hoffen, daß durch diese Einrichtung neue, auf die Physik und Mechanik der Gletscher bezügliche Fragestellungen zutage gefördert und ihrer Beantwortung näher gebracht würden. Da es E. Richter nicht mehr vergönnt war, seinen Plan selbst zur Ausführung zu bringen, so machte ich in diesem Sommer den Versuch es an seiner Stelle zu tun, um wenigstens die Durchführbarkeit und den Nutzen desselben zu zeigen und zur Nachahmung aufzumuntern. Die Notwendigkeit, nach 20 Jahren den Suldenferner neu zu vermessen, gab den äußeren Anstoß zur Ausführung des Versuches und bestimmte die Wahl des Ortes. Nur kurze Zeit konnte den Vorbereitungen gewidmet werden, da der Zeitpunkt der Vermessung durch eine zufällig auftretende Lücke in meinen Amtsgeschäften bedingt war. In dem engbegrenzten Kreis, an den ich mich anfangs Juli mit der Einladung wandte, fand ich ausnahmslos ermunternde Zustimmung und bald

¹⁾ Solche internationale Konferenzen haben stattgefunden: 1899 am Rhonegletscher einberufen von Eduard Richter, 1901 am Vernagtferner einberufen von Seb. Finsterwalder und 1905 in Maloja am Fornogletscher einberufen von Harry Fielding Reid. Siehe Petermanns geogr. Mitteilungen 1900 Heft 4; ebenda 1902 Heft 1 und 1905 Heft 9.

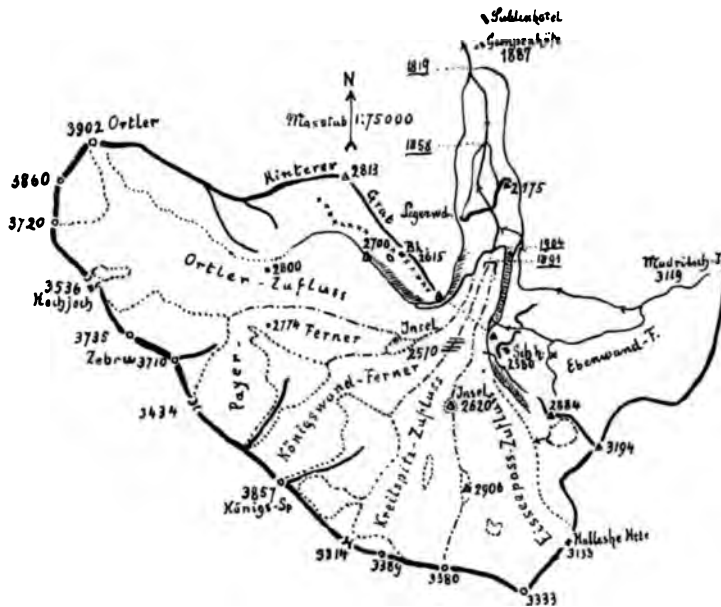
war genügende Beteiligung gesichert. Leider waren schließlich noch drei schon angemeldete Teilnehmer, auf deren Erscheinen ich große Hoffnung gesetzt hatte, zur Absage gezwungen, nämlich Herr Professor J. Partsch aus Leipzig und meine langjährigen Begleiter bei früheren Gletscherarbeiten Prof. A. Blümcke aus München und Prof. H. Hess aus Ansbach, welch' letztere durch den Verlauf der Bohrarbeiten am Hintereisferner abgehalten wurden.

So versammelten sich Donnerstag, den 9. August in dem gewählten Standquartier, dem trefflich geleiteten, gastlichen Suldenhotel, zur abendlichen Eröffnungssitzung im englischen Betsaal, der in Ermangelung anderer verfügbaren Räumlichkeiten des überfüllten Hotels als Sitzungszimmer diente, die folgenden 14 Teilnehmer der Konferenz, nämlich die Herren: Hans Crammer-Salzburg, Sebastian Finsterwalder-München, Wilhelm Kutta-München, Max Lagally-München, Otto Lehmann-Wien, Gottfried Merzbacher-München, Albrecht Penck-Berlin, Walter Penck-Wien, Friedrich Pfeiffer-München, Rudolf Reinhard-Leipzig, Ernst Rudel-Nürnberg, Wilhelm Scheufele-München, Friedrich Carl Schulz-Erlangen, Robert Sieger-Graz unter dem Vorsitze des Einberufers, der in einem einleitenden Vortrag eine Geschichte der Schwankungen des Suldenferners und seiner Vermessungen gab und sie durch Vorlage von Karten, Diagrammen und Photographien belebte.

Der Suldenferner (derzeit 1100 ha groß) hat erst im Jahre 1815 durch einen raschen Vorstoß von bedeutender Größe die Aufmerksamkeit der Talbewohner erregt und dabei allerdings die Erinnerung an eine 1760 stattgefundene ähnliche, aber viel geringere Bewegung wachgerufen. Das Ende überschritt 1815 eine ausgesprochene Talstufe, die Legerwand,¹⁾ schob sich am Fuße derselben erst langsamer, dann aber innerhalb Jahresfrist 1817—18 um 1200 m vor und kam 1819 300 m vor den nächsten Bauernhöfen, den Gampenhöfen, zum Stillstand. Im Jahre 1820 begann der Rückzug. Den hochgeschwollenen Gletscher stellt eine Lithographie vom Jahre 1820 dar. Im Jahre 1846 stieß der Gletscher von neuem Eis über die Legerwand und zog sich dann

¹⁾ Man vergleiche zu dem Folgenden die beigegebene Kartenskizze, auf der die Jahreszahlen der eingetragenen Gletscherstände zum Unterschied von den Höhenzahlen unterstrichen sind.

etwas zurück, um 1855 wiederum vorzurücken, wobei sich unterhalb der Legerwand eine bedeutende Eismasse, allerdings um etwa 700 m kürzer als jene von 1819, bildete. Von 1858 ab erfolgte wiederum Schwinden, das bis 1891 a dauerte. Der letzte Eisrest unterhalb der Legerwand, der schon 1872 vom Hauptgletscher getrennt war, ver-



Der Suldenferner.

schwand im Sommer 1890. Der Gesamtrückgang von 1819—91 betrug 1900 m. Von 1891 ab ging das Ende wieder vor und zwar bis 1904 um 190 m, blieb bis 1905 an nahezu gleicher Stelle und zog sich seither um 6 m zurück. Bei allen Vorstößen des Ferners war der Ortlerzufluß, der aus einer von 800—1000 m hohen Wänden überragten Nische der Firmmulde herabkommt, das treibende Element. Das ist für die Vorstöße von 1818 und 1846 urkundlich bezeugt und hat sich auch bei der genauen Untersuchung des letzten als richtig erwiesen. Noch im Jahre 1883 lag, wie aus Photographien hervorgeht, das Ende des Ortlerzuflusses weit hinter der Ecke des Hinteren Grates, der die linke Seite der Zunge begrenzt, und zwar am Fuße einer im Bette des Gletschers auftauchenden Schuttinsel (2570 m, siehe die Kartenskizze), die wohl sicher einem verdeckten Felskern ihre dauernde Lage an der gleichen Stelle verdankt. Zur Zeit der ersten Vermessung des Ferners im Jahre 1886 hatte sich das inzwischen hochgeschwollene Ende des Ortlerzuflusses

bereits 300 m weit bis zu jener Felsecke vorbewegt und sich 1890 bei der zweiten Vermessung in den Zwischenraum zwischen der Hauptzunge und die linke Talwand eingepreßt, wobei das Eis der Hauptzunge mächtig gestaut und in eine Reihe von Falten gelegt wurde, die das vorrückende Ende in parallelen Ringen umsäumten. Bis zur dritten Vermessung 1895 war das Ende des Ortlerzuflusses noch weiter herabgerückt, hatte sich jedoch mit der Hauptzunge mehr zusammengeschweißt und seine Oberfläche war wenig zerborsten. In der von Herrn E. R u d e l 1901 ausgeführten Karte ist die Vereinigung sowie die Verflachung der Formen noch weiter gediehen und seither ist das vorgerückte Ende des Ortlerzuflusses bis auf eine dünne von Spalten bis zum Grund durchsetzte schuttbedeckte Eisschicht verschwunden. An seiner Stelle findet sich eine von Moränen umsäumte Grube. Auch am rechtsseitigen Zufluß, der vom Eisseepaß herabkommt, zeigte sich 1890—1895 eine Anschwellung, die zur Verbiegung der Moränenzüge Anlaß gab. Die Veränderungen der Hauptzunge während dieses Zeitraumes waren im ganzen unbedeutend; das Eisvolumen vermehrte sich nicht wesentlich, es verschoben sich nur die angestauten Massen von oben nach unten und brachten so das Ende zur Verbreiterung und zum Vorstoß. Als dieser sein größtes Ausmaß erreichte, war an der Zungenwurzel schon starkes Einsinken eingetreten.

Freitag, 10. August, besichtigte die Gesellschaft auf dem Weg zur Schaubachhütte das verlassene Gletscherbett mit den Moränen der Vorstöße von 1818 und 1856, wobei die Vermessungsarbeiten besprochen und ein neuer kleiner Reisephotogrammometer im Formate 9 × 12 cm mit Bussolenorientierung gezeigt wurde. Nach einer Mittagsrast auf der Schaubachhütte (Sch-h. 2580 m der Karte) stieg man zum nahen Ebenwandferner (× der Karte) empor und besichtigte dessen Stirnmoränen, wobei der Unterschied der Moränenablagerung eines ohne nennenswerte Bewegung an Ort und Stelle dahinschwindenden Gletschers und eines im Gleichgewicht zwischen Abschmelzung und Bewegung verharrenden Gletscherrandes zu sehen war. Alsdann begab man sich auf den östlichen Teil des Suldenferners zu einer dort auftauchenden Schuttinsel (2620 m der Karte) und untersuchte die verschiedenen Moränenvorkommnisse in der Umgebung derselben, insbesondere die Naht zwischen dem Zufluß von der Kreilspitze und dem Königswandferner. An einer passenden Stelle mit oberflächlichem Wasserlauf wurde ein von Herrn Professor C r a m m e r mitgebrachter nach A x e l H a m b e r g s Angabe gefertigter Eisbohrer vorgezeigt und innerhalb 5 Minuten ein 70 cm tiefes Loch damit gebohrt. Die Wirksamkeit des

einfachen nur 0,4 kg wiegenden Instrumentes überraschte allgemein. Die bunten Mineralvorkommnisse in der Moränendecke, welche von den mit Andesit durchsetzten Kalkwänden der Königsspitze stammen, gaben reiche Gelegenheit zum Sammeln. In mächtigen treppenförmig abgesetzten Querspalten (siehe die Karte) wurde die aufgeschlossene Innenmoräne in ihrer engen Verbindung mit der Bänderung des Eises verfolgt und dann zu einem grünen Boden am rechten Gletscherrand emporgestiegen. Von einem hier befindlichen trigonometrischen Punkt aus war nach einem an der gegenüberliegenden Felsecke des Hinteren Grates befindlichen zweiten Punkte vor einer Woche eine gerade Linie über den Ferner abgesteckt und mit Fluchtstäben besetzt worden (siehe die Karte). Man konnte sich durch einen Blick ins Fernrohr des Theodolits von der inzwischen eingetretenen in der Mitte größeren, an den Rändern geringeren Bewegung des Eises überzeugen und zugleich feststellen, daß im ganzen die Eisbewegung seit dem Jahre 1890, wo ähnliche Beobachtungen gemacht wurden, sehr viel geringer geworden ist.

In der zweiten Abendsitzung, die unter der Leitung von Herrn Professor Albrecht Penck stattfand, berichtete dieser über die eiszeitlichen Verhältnisse des oberen Etschtales, über ein vermutlich interstadiales Profil bei Trafoi und über die eigentümliche Verteilung der Schwemmkegel des Vintschgaues.

Samstag, 11. August, zogen die Teilnehmer über die Gampenwiesen durch die alte von riesigen Kalkblöcken gekrönte im ganzen aber wenig mächtige Endmoräne von 1818 und stiegen an der linken Talseite den Weg zur Schönleitenhütte hinan. Sie bogen oberhalb der Legerwand in das verlassene, mit dicker Kalkschuttlage ausgekleidete Bett des Suldenferners ein, besuchten die dort vorhandene Gletschermarkierung am Zungenende und besprachen die Entstehung der eigentümlichen Oberflächenformen der flachen Schotterlager, an deren Ausbildung die Erosion der an den jeweiligen Gletscherrand gebundenen Schmelzwasser wesentlichen Anteil hat. Hierauf wurde die mehrfach erwähnte Felsecke des Hinteren Grates betreten und der noch vorhandene Rest des Ortlerzuflusses besichtigt. Nach einer kurzen Rast bei der nahen Bäckmannhütte (Bh. 2615 m der Karte) am hintern Gratsee wanderte man auf dem schmalen Kamme des hier 70 m hohen freistehenden Moränendammes aufwärts und hatte Gelegenheit die ungeheuren Kalkschuttmassen anzustaunen, die von den Wänden des Ortler herstammend die Eisfläche auf weite Strecken verhüllen (westl. des P. 2700 m der Karte). Viel Aufmerksamkeit fand dabei eine vergleichsweise schwache Kalkmoräne (auf der Karte

durch kl. Kreuze bezeichnet), die außerhalb des heute die Fernergrenze bildenden, gewaltigen freistehenden Moränendammes, aber parallel mit ihm verlaufend dem Schieferhang des hinteren Grates angeklebt ist und mit einer jetzt eisfreien Grube in einer Ausbuchtung des genannten Grates (westlich von P. 2813 der Karte) im Zusammenhang steht. An den lotrechten Fuß der vom Ortler auslaufenden Felswände angeschmiegt zeigte sich die steilauferichtete, schuttdurchsetzte Bänderung des Eisrandes (unfern des P. 2800 m) und nach Überquerung der Gletschermulde nahe an der Firngrenze konnten am Abbruch des Payerferners (bei P. 2774 m) die Faltungen und Überkippungen der bodennahen Eisschichten studiert werden. Unter den Wänden des Zeburu und der Königsspitze fanden sich von Trümmerwällen aus Eis eingesäumte Lawinengassen, an deren unterem Ende Wechsellagerung von Winterschnee und Lawineneis zu sehen war. Am Fuße des steil herabhängenden Königswandferners ließ sich die allmähliche Aufrichtung der Strukturflächen erkennen, deren Schutthalt in bogenförmigen Linien zum Austritt gelangt. Am Rande der links gelegenen Schuttsinsel vordringend gelangte man zu der von ihr ausgehenden Innenmoräne mit schön polierten und gekritzten Untermoränengeschieben. Über die schuttverhüllte Zunge hinab führte der Weg zum alten Gletscherboden, wobei sich mancherlei Beobachtungen über den Fortschritt des Pflanzenwuchses auf dem scheinbar unfruchtbaren Kalkschotter machen ließen. Ausgetrocknete, mit Schlamm erfüllte Becken bilden die ersten grünen Oasen.

In der dritten Abendsitzung unter dem Vorsitze des Herrn Professors Robert Sieger wurde nach ausgiebiger Erörterung der Benennung der Moränen, der Bildung derselben sowie ihres Zusammenhanges mit dem Schichtenaufbau des Gletschers eine kurze Festlegung des bei Besichtigung des Suldenferners an den beiden Tagen gewonnenen gesicherten Beobachtungsmateriales in protokollarischer Form beschlossen, welche folgendermaßen lautet:

Befund der Gletscherkonferenz am Suldenferner am 10. und 11. August 1906.

„Die bei den letzten großen Ausbrüchen, insbesondere 1818 abgelagerten Moränen sind äußerst unbedeutend. Die Hauptmasse des abgelagerten Schuttes liegt oberhalb der Legerwand. Dort begleiten zwei mächtige Dämme, auf der rechten Seite aus Schiefer, auf der linken aus Kalk bestehend, die Gletscherzunge und lenken dabei die Wasserläufe der Talwände ab, welche hinter dem Moränenkamm ein

Stück weit auf flachen Böden fließen, ehe sie denselben durchbrechen. Der breite von Felsterrassen durchzogene vom Eis freigelegte Gletscherboden ist mit einer mächtigen zusammenhängenden Decke von Grund- und verstreutem Obermoränenschutt überdeckt. An die wallförmigen Ufermoränen schließen sich an beiden Seiten nach oben hin mächtige freistehende Moränendämme an, die das Sammelbecken begrenzen und gleich den Ufermoränen zum großen Teil aus abgelagertem Untermoränenmaterial gebildet sind.

Der Gletscher wird in fünf Zuflüsse gegliedert, von denen die beiden äußeren, der Zufluß vom Eissee paß auf der rechten, der Ortlerzufluß auf der linken Seite, durch mit Schutt umkleidete Felsinseln von den drei mittleren Zuflüssen, dem von der Kreilspitze, dem Königswandferner und dem Payerferner, getrennt sind. Vom unteren Rand dieser Inseln gehen deutlich sichtbare Innenmoränen aus, an denen unten massenhaft Untermoränenmaterial heraustritt. An einem Spaltensystem an der Wurzel der Zunge ist auch die Innenmoräne, welche den Zufluß von der Kreilspitze von jenem vom Königswandferner scheidet, vorzüglich aufgeschlossen.

Die mit Moränenschutt dicht bedeckte Zunge ist in einzelne Wülste gegliedert, deren Rücken den Innenmoränen entsprechen, während die dazwischen liegenden Gräben den einzelnen Zuflüssen angehören. Den zahlreichen, die Firnflächen umrahmenden, Lawinen führenden Felswänden entsprechen Moränen, deren Schutttinhalt nach den Schichtflächen des Firns angeordnet ist, im Abschmelzungsgebiet längs der Ogiven zur Ausschmelzung kommt und als deckenförmig ausgebreitete Obermoräne weite Gebiete der Gletscheroberfläche überlagert. Besonders auffällig sind diese Verhältnisse am Königswandferner, in dessen Hintergrund weiße, zahlreiche Mineralien führende Kalke anstehen, die unterhalb des großen Gletschersturzes längs der dort steil aufgerichteten Bänderung in bogenförmigen Linien austreten. Von den steilen Felsen zwischen Königswandferner und Payerferner fällt Schutt unmittelbar auf die Abschmelzungsfläche des Gletschers und bildet dort eine wallartige Obermoräne. In den mittleren Teilen der Abschmelzungsfläche ist vielfach Untermoränenmaterial verstreut, welches von den Flanken der über die Wand steil herabziehenden Zungen des Payer- und Königswandfernern her stammt.

Die Untermoränen wurden insbesondere am linken Rande des Ortlerzuflusses unter den senkrechten Felsen des hinteren Grates beobachtet, wobei sich herausstellte, daß die Blätter senkrecht stehen, also selbst in diesem Ausnahmefall parallel zum Gletscherbett verlaufen.

Am Abbruch des Payerferners ließ sich die im großen und ganzen zum Untergrund parallele Stellung der Untermoränen ebenfalls feststellen; nur zeigt sich hier noch, daß die mit Schutt beladenen Blätter an den Unregelmäßigkeiten des Bettes gestaucht und in teils normale, teils überkippte Falten gelegt sind.

Am benachbarten Ebenwandferner ist folgende Beobachtung gemacht worden: das alte Gletscherbett ist ausgekleidet mit einer Moränendecke, in welcher die einzelnen Gesteinsstücke in ihrer natürlichen Lage auf der Breitseite ruhen. Am Rande des Gletschers selbst, der in letzter Zeit stationär geworden ist, findet man das Austreten der Untermoräne in Form von hochkant gestellten Platten, die in Grundmoränenmaterial eingebettet sind. Auch die Trümmer der Obermoräne sind an der betreffenden Stelle aufgerichtet und in Reihen parallel zum Gletscherrande angeordnet.“

* * *

Am Sonntag, 12. August war der Vormittag der Ruhe geweiht. Gegen Mittag wanderte die Gesellschaft zur Schaubachhütte empor und trennte sich dort in zwei Gruppen. Die eine verfolgte den wohlunterhaltenen Felsenweg zur Eissee Spitze, auf dem sich ein lehrreicher Überblick über das Sammelbecken des Suldenferners sowie eine prächtige Fernsicht erschließt und stieg von dort zur Halleschen Hütte (3133 m, siehe Karte) am Eissee paß ab. Dem gleichen Ziele strebte in Begleitung zweier Bergführer, darunter des Erschließers der Ortleralpen J. Payers Gefährte Hans Pinggera die zweite Gruppe über den vom Eissee paß herabkommenden Zufluß des Suldenferners zu und sie hatte dabei Gelegenheit, die Erscheinungen des Firnfeldes aus der Nähe zu betrachten. Besonderes Interesse bot eine tiefe Nische im Firnmantel des Schrötterhornes (siehe die Karte), in deren Hintergrund der Fels zutage tritt, da sie einigen Einblick in das Verhalten des Firns zum Untergrund gewährt. Die untersten Lagen des Firns erscheinen gewissermaßen gewälzt und durcheinandergeknetet. Ein herrlicher Abend breitete seine glanzvolle Beleuchtung über die Firnenwelt des Zufallgebietes und lockte die Uermüdeten zur Besteigung der umliegenden Gipfel. Die Überfüllung der Hütte ließ wenig Nachtruhe aufkommen.

Montag, 13. August trat man vereint den Abstieg ins Martelltal über den Langenferner an. Die langgezogene Mittelmoräne dieses Gletschers bot willkommene Gelegenheit, die Entstehung solcher Gebilde aus der Innenmoräne zu studieren. Die Naht, aus in Reihe

hochkant gestellten mit Schlamm bedeckten frischausschmelzenden Schieferplatten bestehend, ließ sich inmitten der immer breiter werdenden Decke flachliegender, vom Regen gewaschener Steine vorzüglich verfolgen. An den linken Hängen des Butzenkammes zeigten sich auffallende Spuren verschiedenaltiger Gletscherstände aus längst vergangener Zeit. Über die linke Ufermoräne herabsteigend fand die Gesellschaft bald einen günstigen Aussichtspunkt zum Überblick über den Talschluß von Martell mit dem vom rechten Gehänge herabkommenden, den Talweg abdämmenden Zufallferner, hinter dessen breiter Zunge der Langenferner in einer mächtigen Grube endigt. Hier staute sich, veranlaßt durch das Vorrücken des Zufallferners, in den neunziger Jahren im Frühsommer wiederholt ein beträchtlicher See von 600 000 cbm Inhalt an, der sich dann plötzlich schadenbringend ins Martelltal entleerte. Der Einberufer der Konferenz, der zusammen mit E d u a r d R i c h t e r 1889 zuerst die Überbleibsel des im Jahre vorher abgelaufenen Sees entdeckte und ausmaß, gab einen Überblick über die Ausbrüche, ihre Ursache und die dagegen getroffenen Vorkehrungen. Durch den Vergleich zahlreicher in den letzten 12 Jahren aufgenommener Photographien mit der Natur ließ sich ein in jüngster Zeit energisch einsetzender Rückgang der Eiszungen erkennen, so daß d e r m a l e n die Gefahr neuer Ausbrüche geringer als je ist. Ein Schulbeispiel für den Ablauf der letzten Gletscherschwankung in diesem Gebiet bot der Fürkeleferner, dessen Zunge sich seit dem Jahre 1890 von einer hochgelegenen Talstufe aus 200 m tief ins Haupttal bis nahe an dessen Sohle herabgesenkt hat und vom Jahre 1895 ab bis heute weit hinter den Stand von 1890 zurückgewichen ist. Nach Besichtigung einer stattlichen Talsperre bei der Zufallbrücke, welche zur Abwehr der Seeausbrüche gebaut wurde, rastete die Gesellschaft in der Zufallhütte. Noch stand die Überwindung des 900 m höher gelegenen Madrischjoches bevor, das durch das gleichnamige Tal erreicht wird. Wohl ausgeprägte Moränenspuren aus den letzten Stadien der Eiszeit hielten das Interesse auf der etwas mühsamen Wanderung wach, die dann auf dem Joch durch ein überwältigendes Bild des ganzen Suldenferners, überragt von den drei eisgepanzerten Kalkriesen Königsspitze, Zebur und Ortler belohnt wurde. Nach dem Heimweg über die Schaubachhütte besuchte ein Teil der Konferenz am Abend noch die seit 1890 bestehende Pegelstation an der Brücke des Suldenbaches bei St. Gertraud und beteiligte sich an einer Messung der Wasserführung.

In der abendlichen Schlußsitzung der Konferenz unter Leitung des Herrn Professor Crammer fand zunächst der Wortlaut des oben

abgedruckten Befundes Genehmigung. Dann legte der Einberufer eine Anzahl Blätter der neuen Generalstabskarte von Island in 1:50 000 vor, in welchen die großartigen Eisgebilde dieser Insel eine in Anbetracht der Schwierigkeit der Aufnahme geradezu staunenswert vollendete Darstellung gefunden haben. Auf Anregung von Herrn Professor Albrecht Penc k beschloß die Konferenz einstimmig, dem dänischen Generalstabe hohe Anerkennung und freudigen Dank für das erfolgreich begonnene Werk samt dem Wunsche auf glückliche Vollendung auszudrücken. Der Vorsitzende dankte schließlich in warmen Worten dem Einberufer der Konferenz sowie dem Schriftführer Herrn M. L a g a l l y und beendete damit die zu allseitiger Zufriedenheit verlaufene, von äußeren Umständen ungewöhnlich begünstigte Tagung.

Kleinere Mitteilungen.

Die Neuvermessung des Suldenferners im August 1906. Vor nunmehr 20 Jahren habe ich gemeinsam mit Herrn Dr. H. Schunck (z. Z. in Ludwigshafen a. Rh.) die erste Aufnahme des Suldenferners ausgeführt, welche im 18. Bande der Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins 1887 zur Veröffentlichung kam. Diese Aufnahme ist, abgesehen von dem Interesse, das der dargestellte Gletscher an sich bietet, insofern von Bedeutung, als sie neben der gleichzeitig erschienenen Vermessung des Alpeinerferners durch Herrn L. Pfaundler die erste an die Öffentlichkeit gelangte Gletschervermessung in den Ostalpen darstellt, die auf genauer trigonometrischer Grundlage ausgeführt wurde. Neuaufnahmen wurden 1890 von Herrn Dr. A. Blümcke und mir, 1895 von mir allein und 1901 von Herrn Reallehrer E. Rudel aus Nürnberg vorgenommen. Bei einem durch starken Neuschnee beeinträchtigten Versuch der Nachmessung im Herbst des Jahres 1903 mußte ich mich überzeugen, daß ein Teil der trigonometrischen Punkte verloren gegangen war, und so veranlaßte ich Herrn Dr. M. Lagally, Assistenten an der technischen Hochschule, im August 1906 eine Ergänzung des trigonometrischen Netzes und eine Neuaufnahme unter meiner Leitung ins Werk zu setzen. Ihm schlossen sich Herr E. Pfeiffer, Assistent an der technischen Hochschule, und Herr W. Scheufele, Assistent am Realgymnasium München, an. Von den 11 trigonometrischen Punkten des alten Netzes konnten nur mehr 4 — A, F, D, H — in das neue übernommen werden; 6 waren zerstört, einer (L) wurde erst nach Abschluß der Arbeiten aufgefunden. An dem Verluste waren mutmaßlich folgende Umstände schuld: Weidegang (bei G), Lawinen (bei B und E), Abrutschen der Moränen und dadurch bedingte

Wegverlegung (bei *C* und *K*) und Hüttenumbau (Schaubachhütte). Gleich beim Eintritt ins Suldental zeigten uns zahlreiche neuerrichtete Pyramiden an, daß vor kurzem (1904) die Militärtriangulierung (M.-T.) in dieser Gegend stattgefunden hatte, und wir versäumten nicht unser neues trigonometrisches Netz an vier der günstigst gelegenen Punkte derselben (Legerwand 2174,6, Ebenwand 2623,7, Hinterer Grat 2801,1 und Hintere Schöntaufspitze 3307,6 m) anzuknüpfen. Dadurch ergab sich eine scharfe Kontrolle der alten Vermessung vom Jahre 1886, die aber sehr günstig ausfiel. Der Maßstab der alten Triangulation brauchte nur um 1:7000 verändert zu werden, um die Übereinstimmung mit der Militärtriangulation innerhalb der aus unserer Triangulation zu erwartenden Punktfehler zu erzielen. Auch die früheren Höhenmessungen sind durch die Militärtriangulierung bestätigt worden — ganz im Gegensatze zu der Militärmappierung vom Jahre 1889, die mit denselben in unvereinbarem Widerspruche stand. Die Messungen von 1886 stützten sich auf die von der Militärmappierung vom Jahre 1870 ermittelte Höhe der Gampenhöfe, die unmittelbar vor der alten Endmoräne des Suldenferners liegen. Nach dem Ergebnis der M.-T. muß diese Höhe und damit auch die Höhen der Suldenfernerkarte von 1886 um 8 m vermehrt werden. Damit wird die Höhe der Schaubachhütte 2580 m, während die Militärmappierung vom Jahre 1888 2693 m gefunden hatte.

Unsere Neutriangulierung umfaßt 25 Punkte in der Umgebung der Zunge und des Firnfeldes, die zumeist als Standpunkte für photogrammetrische Aufnahmen dienten. Es wurden von 17 Standpunkten aus 73 Aufnahmen im Formate 12×16 cm mittels des Phototheodolits gemacht, außerdem von 9 Standpunkten aus 25 Aufnahmen im Formate 9×12 cm mittels eines Bussolenphotogrammeters. Das nunmehr seit 11 Jahren in Verwendung stehende erste Exemplar meines Phototheodolits hat sich wiederum sehr gut bewährt und namentlich hat keines der zahlreichen in grellem Sonnenschein aufgenommenen Bilder durch mangelhafte Lichtdichtigkeit der Lederkassetten gelitten, was ich gegenüber anderweitigen Erfahrungen betone. Die ursprüngliche Absicht der Neuvermessung ging dahin, eine Ergänzung des verloren gegangenen trigonometrischen Netzes auszuführen und bei dieser Gelegenheit eine photogrammetrische Neuaufnahme der Ferneroberfläche im Umfange der älteren Nachmessungen, also etwas über die Wurzel der Zunge hinauf vorzunehmen. Das ungewöhnlich günstige Wetter und die zahlreichen Hilfskräfte ermunterten jedoch zu einer schon seit Langem als wünschenswert erkannten Ausdehnung der Vermessung auf das ganze Firnbecken, die denn auch in der kurzen Zeit vom 31. Juli bis 9. August fast lückenlos durchgeführt wurde. Unter anderm wurde auch das Pulfrichsche Verfahren der Stereophotogrammetrie zum erstenmal in größerer Ausdehnung bei der Gletscheraufnahme benützt. Auf dem langen Moränenkamm, der am hinteren Grat entlang die rechte Flanke des Gletschers begrenzt, wurden vier je 120 m lange aneinandergereihte Stand-

linien mit dem Stahlband gemessen und senkrecht zu jeder Standlinie Aufnahmen auf das Gletscherbecken gemacht. Da die 463,3 m voneinander entfernten Enden dieser Standlinien in das trigonometrische Netz einbezogen waren, so konnten sie als Basis der Triangulation verwendet werden. Diese neue, in 2650 m gelegene Basis stimmte nach gehöriger Reduktion mit der 1886 in 1900 m mittels Stangen gemessenen alten Basis von 200 m Länge vollständig (durch Zufall bis auf 1 cm) überein.

Das Interesse, welches sich an die Ausdehnung der Vermessung auf das Firnfeld knüpft, beruht in erster Linie auf der vielfachen Gliederung und dem damit zusammenhängenden Moränenreichtum des Gletscherbeckens. Die bessere Einsicht in die Bildung der Moränen, welche die zunächst nur auf Klassifikation des Schutthaltens der Gletscher gerichteten Bestrebungen der internationalen Gletscherkonferenzen veranlaßt hatten, ließ den Wunsch entstehen, an diesem Beispiel, das die Mehrzahl der unterschiedenen Moränengattungen aufweist, die Erklärung der einzelnen Gebilde durchzuführen. Dazu ist eine genügende kartographische Grundlage erforderlich, wie sie die bisherigen Militärmappierungen nicht bieten konnten. Gerade die zwanzigjährige Erforschung des Suldengletschers hat gezeigt, daß die Moränen auch zur Zeit geringer Fernertätigkeit keineswegs jene stationären Gebilde sind, als welche sie die Theorie zumeist voraussetzt. Sollte nun Material für eine Weiterbildung der Theorie, die auch die zeitliche Veränderung der Moränen umfaßt, gewonnen werden, so war schon eine recht genaue Aufnahme 1:10000 nötig, auf grund welcher die derzeitigen Vorkommnisse einzutragen und ihre Veränderungen zu verfolgen sind. Ein in dieser Richtung wichtiges Ergebnis hat schon die bisherige Verarbeitung des Vermessungsmateriales gezeitigt. Schon 1890 war eine mitten im Gletscherbecken gelegene Felsinsel bemerkt worden, die in Form eines äußerlich von einer Moräne kaum unterscheidbaren Schuttrückens den damals im Vorschreiten begriffenen Ortlerzufluß auf seiner rechten Seite begrenzte und ablenkte. Auch der Zufluß vom Eisseepaß hatte damals die ihn vom Hauptferner trennende Mittelmoräne schlangenförmig verbogen, ohne daß die Ursache der Veränderung klar zu erkennen war. Die verbogene Moräne wurde tachymetrisch aufgenommen und als wir sie heuer nach Ablauf von 16 Jahren wieder besuchten, fanden wir den zu oberst eingemessenen Punkt, einen roten Farbfleck, auf einem größeren Block, scheinbar unverändert, liegen. Wir bezogen ihn in das trigonometrische Netz ein und es zeigte sich, daß er tatsächlich noch an der alten Stelle lag, die also eine zweite Insel bildet, an der sich der Eisseezufluß an seiner linken Seite staut. Ganz schwache Spuren von Pflanzenwuchs haben sich in der Tat dort auf engbegrenztem Raum von kaum 100 qm gebildet.

Durch den Vergleich der älteren Aufnahmen mit dem gegenwärtigen Zustande und die Nachmessung der Gletschermarken ergab sich, daß das Gletscherende, nachdem es über 10 Jahre langsam vorgerückt und 1904 stationär geworden war, nunmehr zurückgeht (7 m auf der rechten Seite

1905—06). Der vor 20 Jahren mächtig vorstoßende Ortlerzufluß, welcher schon in Herrn Rudels Karte von 1901 sehr abgeflacht erscheint, ist nunmehr außerordentlich eingesunken und hat an seinem unteren Ende, das nicht ganz bis zur halben Länge der Hauptzunge herabreichte, eine von einem Schuttwall umgebene Grube hinterlassen.

An der Wurzel der Zunge zwischen den Signalen *H* und *D* wurde wie im Jahre 1890 eine Linie abgesteckt und deren Bewegung innerhalb 9 Tagen gemessen. Sie betrug in der Zungen-Mitte 9 cm im Tag. Im Jahre 1890 war sie zu 15 cm bestimmt worden. So zeigt sich auch hier der Rückgang der Bewegung.

Einige Worte verdienen schließlich noch die Beobachtungen, welche ich über die Fortschritte des Pflanzenwuchses im alten Gletscherbett machte. Auf den ersten Blick scheint in den 20 Jahren nichts geändert. Dennoch hat sich „der junge Anflug von Lärchengrün“, den ich in meiner ersten Veröffentlichung am Beginn des Weges zur Schaubachhütte feststellte, zu stattlichen Bäumchen von 5 m Höhe und darüber entwickelt, und wenn auch von weitem gesehen das weite mit Kalkschutt ausgekleidete Gletscherbett oberhalb der Legerwand noch heute genau ebenso unfruchtbar und pflanzenleer erscheint wie vor 20 Jahren, so fanden sich doch jetzt beim Durchstreifen desselben an geschützten Winkeln nicht selten Weiden, ja sogar einzelne Lärchen von 40 cm Höhe und eine kleine Fichte, während früher nur der gelbe Steinbrech (*Saxifraga aizoides*) ein kümmerliches Dasein fristete. Während in den tiefer gelegenen Teilen des alten Gletscherbettes unterhalb der Legerwand Weiden und Erlen schon vielfach festen Fuß gefaßt haben, ist noch keine Alpenrosenstaude in dieses Gebiet eingedrungen, obwohl diese außerhalb den Boden auf weite Strecken dicht bedecken und hierdurch den alten Gletscherrand scharf abgrenzen.

Am Schlusse sei noch dankbar hervorgehoben, daß der Zentralauschuß des deutschen und österreichischen Alpenvereins die Vermessung durch eine Geldunterstützung gefördert hat.

München, November 1906.

S. Finsterwalder.

Nachmessungen an den Gletschern der Goldberg-Gruppe in den Hohen Tauern im Jahre 1905. Anfang September 1905 besuchte ich die Gletscher im Goldberg-Gebiet, deren Marken im Jahre 1902 zum letztenmal von dem langjährigen wissenschaftlichen Beobachter, Professor Dr. Fritz Machacek in Wien nachgemessen worden waren.¹⁾ Trotz der erheblichen Verwitterung der roten Farbflecke auf den Marken und ihrer vielfachen Unkenntlichkeit konnten die meisten Gletschermarken wiedergefunden werden, was ich nicht zuletzt der genauen Ortskenntnis meines Begleiters, des mit der Marken-

¹⁾ Vgl. Fritz Machacek, Gletscherbeobachtungen in der Sonnblick-Gruppe. Mitteil. d. D. u. Ö. A.-V. 1902, S. 281.

nachmessung seit fast 10 Jahren vertrauten, bewährten Bergführers Mathias Ma y a c h e r aus Wörth (Rauris) zu danken habe. Die schadhaften Marken wurden nachgebessert und ihre Pfeilrichtungen aufgefrischt. Aus meinen in der Zeit vom 5.—9. September angestellten Beobachtungen lassen sich folgende Veränderungen an den gemessenen Gletschern entnehmen:

I. G o l d b e r g k e e s.

Marke	I, am linken Rande des unteren Grupetenkeeses in der Pfeilrichtung ¹⁾ S 25° E (Korr.)	1902	1905	Änderung
		16,0	24,0	— 8,0 m
Marke	II, ²⁾ am linken Rande des Unteren Keesbodens	1900 ³⁾	1905	
		16,6	50,0	— 33,4 m
Marke	III, vor dem Gletscherende in der Pfeilrichtung S 5° W (Korr.)	1902	1905	
		190,0	252,0	— 62,0 m

M a c h a ě k's Marken V und VI (auf den 2 großen, sehr markanten Blöcken zwischen den Abflüssen des Neunerkeeses und der rechten Zunge des Goldberggletschers) wurden bereits vollständig abgewittert vorgefunden; ich setzte daher auf dem nordöstlichen der beiden großen Blöcke eine für das Goldberg- und das Neunerkees gemeinsame neue Marke (III B genannt, um Verwechslungen mit den bisherigen VI Marken zu vermeiden):

a) in der Pfeilrichtung S 5° W (Korr.) zur rechten Zunge des Goldbergkeeses	1902	1905	Änderung
	etwas über 69 m	103,0	über 30 m Rückgang
b) in der Pfeilrichtung S 25° E (Korr.) zum Neuner Kees	zirka 40 m	43,0	höchstens 3 m Rückgang

Entsprechend dem schon am linken Ufer des Unteren Grupetenkeeses bei Marke I bedeutenden Einsinken sind am Gletschersaum frisch geschliffene Felsflächen, mit Moränenblöcken überstreut, aper geworden. Ein Vergleich der eigenen Photographie von 1905 mit der Forster'schen vom Jahre 1896, welche in der Zeitschr. des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins 1897, S. 67 (A. P e n c k, Gletscherstudien im Sonnblickgebiet) eine Reproduktion erfahren hat, lehrt, daß die auf letzterer deutlich sichtbaren großen Blöcke noch bis 1905 ihre gegenseitigen Lagen inne hatten, daß also in den oberen Partien der schön geschliffenen Felsbuckel das darüber gestreute Moränenmaterial in der Zeit von fast 10 Jahren keine weitere

¹⁾ Die im folgenden meist angegebenen Pfeilrichtungen stimmen im großen und ganzen mit den bisherigen überein.

²⁾ Diese von M a c h a ě k (M. D. Ö. A. V. 1902, S. 281) als zerstört angegebene Marke war wohl 1902 nur von Winterschnee bedeckt; 1905 wurde sie leicht wiedergefunden.

³⁾ M a c h a ě k, Gletschermarken im Goldberggebiete. M. D. Ö. A. V. 1901 S. 23.

Umlagerung erfuhr. — Auch in der Nähe der Marke II sind große, glatt geschliffene Platten zutage getreten. Ganz außerordentlich groß ist der Rückgang der Gletscherzunge seit 1902 in der Richtung der Marke III, wo auch ziemlich große Flächen eisfrei wurden, die jedoch durchwegs von Moränengeschoben überschüttet sind. Wegen des raschen Rückganges der Zunge kam es nicht zur Anordnung der Moränen in Wällen. Orographisch rechts von der linken Zunge des Gletschers sind nördlich von dem „Rojacher“ genannten großen Block in einer Höhe zwischen 2280 und 2320 m zwei Rundbuckel ausgeschmolzen, die stellenweise mit Moränenschutt bedeckt sind. Nach M a y a c h e r 's Mitteilungen kam der untere erst im Sommer 1905, der obere bereits 1903 zum Vorschein. Aus den großen Veränderungen, welche die Topographie des noch vor wenigen Jahren über-eisten Gebietes hier erfährt, kann wohl mit Recht auf eine geringe Dicke des Eises in den letzten Jahren geschlossen werden. Unter letzterer Annahme würde es sich auch erklären, warum der linke Lappen der Gletscherzunge im Vergleich zum rechten (vor Marke III B) um den doppelten Betrag zurückgegangen ist. Auch die vor dem rechten Eislappen oberhalb des Knappenhauses sich ausbreitende, seit 1902 eisfrei werdende schuttbedeckte Fläche ist kaum unduliert; nur am Saum der ziemlich platten Zunge schmelzen mehrere steile Sandkegel aus. Der Rückgang beschränkt sich jedoch nicht bloß auf den Zungenrand des Unteren Grupetenkeeses; er gibt sich auch im oberen Grupetenkees besonders durch Hervortreten einzelner Felsen des Untergrundes der Gletscherstufe zu erkennen. Die Felspartien bei den Koten 2555 und 2577 der F o r s t e r - P e n c k 'schen Kartenskizze¹⁾ sind beträchtlich größer geworden, nachdem sie, dem Bericht M a c h a ě e k 's²⁾ zufolge, 1898 und 1899 vorübergehend sehr klein gewesen waren. Das deutet auf ein Verharren im Rückgang auch im nächsten Jahre.

Im Gegensatz zum Goldbergkees schwindet das Neunerkees (wenn eine gesonderte Betrachtung desselben berechtigt ist), das 1905 eine ganz ausnehmend prächtige Bänderung aufwies, nur wenig. Dieses verschieden rasche Abschmelzen hat sicher in dem verschiedenen Maß der Schuttbedeckung des Eises seinen Grund. Ist doch der rechte Lappen der Zunge des unteren Grupetenkeeses fast ganz schuttfrei. Ob die am Neunerkees 1902 von M a c h a ě e k beobachtete lange Eishöhle mit dem Gletschertor 1905 noch bestand, konnte ich wegen Winterschneebedeckung gerade dieser Stelle nicht feststellen.

2. Kleines Fleißkees.

Die Zunge desselben ist kaum hinter die geschliffene Wand, welche den Trogschluß des Kleinen Fleißtales bildet, zurückgewichen; es ereigneten sich daher im verflossenen Sommer häufig kleine Eisbrüche, wie ich sie auch

¹⁾ Skizze der Zunge des Goldberggletschers. Beilage zur Zeitschr. d. D. u. Ö. A. V. 1897.

²⁾ Gletschermarken im Goldberggebiet. M. D. Ö. A. V. 1900 S. 207.

am 5. Sept. besonders um Mittag wahrnehmen konnte. Jedenfalls ist das gegenwärtige Ende des Gletschers nicht so sehr durch Abschmelzung als durch Abbruch bedingt.

U n t e r s t e Marke (I)

großer Block rechts vom Zungenende bei	1902	1905	Änderung
Punkt 2514 ¹⁾ in der Richtung nach SE	46,5	45,0	+ 1,5 m
„ „ „ „ E	73,5	höchst. 65,0 ²⁾	+ 8,5 m (mindest.)

O b e r s t e Marke (III) (sehr stark abgewittert aufgefunden)
auf Schliffbuckel bei Punkt 2568
in der Pfeilrichtung S40° E

(Korr.)	19,0	6,0	+ 13,0 m (bedeutender Vorstoß)
---------	------	-----	-----------------------------------

Die mittlere Marke (II) bei Punkt 2546 konnte nicht gefunden werden (unter Schnee oder starke Abwitterung?). Um das Verhalten der Eispartien der Zunge kurz oberhalb der geschliffenen Wand künftig zu beobachten, wurde eine

n e u e Marke (I B) auf dem Schliffbuckel bei Punkt 2514 neben dem aus dem Jahre 1896 noch erhaltenen Steinmann errichtet: in der Richtung nach S: 52,0 m.

Eine vorstoßende Tendenz des Gletschers ist gegenwärtig sicher. Ob dieselbe aber auch seit den letzten 3 Jahren herrschend war, erscheint fraglich. Das Eis kann ebensogut nach 1902 zuerst zurückgegangen sein und erst wieder jüngst zum gegenwärtigen Stand vorgestoßen haben. Sicher aber war der von M a c h a ě k ³⁾ 1902 konstatierte Rückgang nicht von langer Dauer. Andererseits ist trotz des seitherigen Vorstoßes der Gletscherstand von 1900/01 noch nicht erreicht, da der rechte Eisrand 1905 in zirka 3--6 m Entfernung hinter dem 1900/01⁴⁾ aufgeschütteten Moränenwall lag. Der nach 1901 zunächst eingetretene Rückgang ist also noch nicht durch den 1905 nachgewiesenen Vorstoß wettgemacht, wenn auch schon die Ausdehnung des Gletschers vom Jahre 1902 bereits überschritten ist. Daß die gegenwärtige vorstoßende Tendenz im Bereich des unteren Teiles der Zunge viel geringer ist als bei der obersten Marke (III), zeigt neben den Ergebnissen der Nachmessung auch die Physiognomie des Gletscherendes: es sieht nicht sehr aufgebaucht aus und soll sogar nach Mitteilungen M a y a c h e r ' s 1902 viel dicker angeschwollen gewesen sein. Auch die rechte Flanke der Zunge lag 1905 ziemlich platt da und dürfte wegen der geringen

1) Vgl. F o r s t e r - P e n c k , Skizze der Zunge des Klein-Fleiß-Keeses. Beilage z. Zeitschr. d. D. u. Ö. A. V. 1897.

2) Wegen Winterschneebedeckung auf 1--2 m unsicher.

3) A. a. O. 1902 S. 281.

4) M a c h a ě k , Gletscherbeobachtungen in der Sonnblick-Gruppe. M. D. u. Ö. A. V. 1902 S. 281.

Eismächtigkeit noch im September etwas abgeschmolzen sein. Ebenda, hart am Zungenende, konnten ausschmelzende Moränensandkegel beobachtet werden.

3. W u r t e n k e e s.

Marke III unterhalb des Gletscherendes in der Richtung des 1902 gesetzt. Steinmanns 1902 1905 Änderung
53,0 74,0 — 21 m

Die beiden Marken (I und II) am linken Ufer des Gletschers waren schon 1902 wegen Schneebedeckung nicht aufzufinden. (Letzte Nachmessung derselben 1900.) Auch 1905 erwies sich die Suche nach ihnen als vergeblich, trotzdem der Gletscher im Jahre 1905 im Vergleich zu dem auf der Karte von Forster und Pencik¹⁾ dargestellten Stand auch randlich zurückgewichen sein mußte. Jedenfalls entzogen sich die beiden Marken durch zu starke Verwitterung der Auffindung. Daher wurde eine

Marke (I) (neu) am linken Gletscherrand auf einer geschliffenen Gneisrippe angemalt und ein Steinmann dazu gebaut (unfern der Forster-Pencik-schen Marke I):

1900²⁾ 1905 Änderung
in der Pfeilrichtung W 10° S (Korr.) 10,5 16,0 — 5 bis 6 m

Marke (II) (neu) (unterhalb I in gleicher Lage) wurde ungefähr an der Stelle der früheren Marke 2 auf einem Gneisschliffbuckel erneuert:

1900²⁾ 1905 Änderung
in der Pfeilrichtung W 10° N (Korr.) 12,5 18,0 — 5 bis 6 m

Ist schon das Einsinken am linken Ufer der Zunge (Marken I und II) sehr auffallend,³⁾ so erscheint der Betrag des Rückganges des Zungenendes seit 3 Jahren als ziemlich ansehnlich. Westlich von Marke I und den ganzen Gletschersaum bis unterhalb Marke II entlang sind einige stellenweise mit Moränenblöcken und -grus bedeckte, prachtvoll geschliffene Gneisrippen neu zum Vorschein gekommen. Unterhalb der Marke I apert am Gletscherrand ein hoher, steiler Sandkegel aus, dessen in den oberen Partien gletscher-einwärts gerichtete Schichtung durch Grand- und Feinkieslagen deutlich hervorgehoben wird. Doch scheint dieselbe auch sekundär beim Abfließen oder Abrutschen des Sandes an dem Eiskern im Inneren des Kegels zu entstehen. Sehr bemerkenswert sind die großen Veränderungen am stark zurückgewichenen Zungenende. Ein Felskopf (N von Marke III), der 1896 noch unter dem Eis lag und 1900⁴⁾ hart am damaligen Gletscherende heraus-

¹⁾ Skizze des Wurten-Keeses. Beilage z. Zeitschr. d. D. u. Ö. A. V. 1897.

²⁾ Es werden die Lagen ebenso wie die Pfeilrichtungen der neuen Marken sicher nicht viel von denen der alten Marken abweichen, weshalb mir die Gegenüberstellung der Werte von 1905 und 1900 gestattet schien.

³⁾ Nach freundlichen Mitteilungen des Herrn Prof. Dr. Macháček war dieser randliche Teil der Gletscherzunge 1902 ziemlich stark gewölbt; er ist seither bedeutend eingesunken und platter geworden.

⁴⁾ Macháček, Gletschermarken in der Goldberg-Gruppe. M. d. D. u. Ö. A. V. 1901 S. 23.

zuschmelzen begann, ist September 1905 ganz frei geworden und das Eis hat sich sogar noch um einen Betrag über 5 m von ihm nach N zurückgezogen. Infolge des raschen Rückgangs haben sich seit den letzten 3 Jahren namhafte Verlegungen des rechten Gletscherbaches vollzogen: während dieser nach Mitteilungen M a y a c h e r 's 1902 noch zwischen Marke III und dem damals errichteten Steinmann floß, nahm er Sept. 1905 seinen Lauf nördlich vom Steinmann, während der frühere, südliche Lauf trocken gelegt wurde. Es hat eben der Gletscherbach einen tieferen Abfluß gefunden. Auch mit den beiden Gletschertoren in dem mit der prächtigen Mittelmoräne bedeckten Teil des Gletschers, wie sie 1896¹⁾ vorhanden waren, sind Veränderungen vor sich gegangen. Das orographisch linke, 1896 bedeutend größere ist 1905 sehr klein geworden, während sich das rechte durch frischen Einbruch außerordentlich vergrößert hat. Eine sehr steil gewölbte Höhlung läßt sich jetzt daselbst mindestens 20 m nach einwärts verfolgen, und erschließt in großartiger Weise das blaue Gletschereis. Ebenso klar sind die Rückzugerscheinungen an dem orographisch rechten Eislappen der Gletscherzunge (W von der Mittelmoräne). In 20—22 m Entfernung vom platten Eis erhebt sich ein ziemlich frisch aussehender Moränenwall, der sich an den seit 1900 ausapernden Felskopf anlehnt; er stammt jedenfalls aus demselben Jahre; seither scheint ununterbrochener Rückgang ohne Wallaufschüttung eingetreten zu sein.

4. K r u m l k e e s.

Marke (Granitblock) unterhalb der rechten Haupt-

zunge am rechten Bachufer	1902 ²⁾	1905	Änderung
in der Pfeilrichtung S (korr.)	23,0	20,0	+ ca. 3 m

Diese Marke ist nun für den Fall einer Zerstörung derselben durch einen starken Gletschervorstoß oder durch Bacherosion in der Richtung nach S 5° W (korr.) durch eine Marke auf einem 27 m entfernten großen Block versichert. — Ob das Krumlkees seit 1902 stetig vorstieß, nach dem Messungsergebnis 1 m pro Jahr, was auf einen fast stationären Stand schließen lassen könnte, oder ob sich das Eis nach 1902 etwas zurückzog, um dann neu vorzustößen, wie es für das kleine Fleißkees als wahrscheinlicher anzunehmen ist, läßt sich nicht entscheiden, weil aus den letzten 3 Jahren Nachmessungen fehlen.³⁾ Wahrscheinlich hat der Gletscher, nach der Form seiner aufgewölbten, ganz schuttbedeckten Zunge zu schließen, noch weiter das Be-

1) Vgl. die Photographie von Forster in A. Penck: Gletscherstudien im Sonnblickgebiete. A. a. O. S. 61.

2) Meine Septembermessung ist natürlich nicht streng mit der Oktobermessung M a y a c h e r 's im Jahr 1902 vergleichbar.

3) M a c h a c e k 's Konstatierung (a. a. O. 1902, S. 281) eines gewissen stationären Zustandes während 1902 nach der Vorstoßperiode von 1900 und 1901 würde einen nachfolgenden kleinen Rückgang wahrscheinlich machen.

streben, vorzurücken. Gegenwärtig schiebt er die bereits 1901/2 gebildete Stirnmoräne vor sich, deren Höhe (2—3 m) nach M a y a c h e r 's Meinung unverändert geblieben sein soll. Letztere Erscheinung würde schon auf einen fast stationären Zustand hinweisen.

5. W e i ß e n b a c h k e e s .

Dasselbe war 1900 ¹⁾ zum letztenmal von M a c h a ě k beobachtet worden; daher waren auch die Marken und insbesondere ihre Pfeilrichtungen nur noch sehr schlecht erhalten.

Marke I (großer Schieferblock) unterhalb der Wasserfallhöhe

	1900	1905	seit 1905
in der Pfeilrichtung S 35° E (korr.)	28,0	über 30,0	Rückgang sicher. ²⁾

Marke II unter dem Vd. Modereck

	1900	1905	seit 1905
in der Pfeilrichtung S 10° E (korr.) ³⁾	29,5	88,0	bedeutender Rückgang — 58 m.

Die beiden bisherigen Marken dienten zur Beobachtung der Veränderungen der randlichen Partien des großen Weißenbachkeeses. Um in der Folge auch die Bewegungen des mittleren Teiles des Gletschers studieren zu können, wurde eine n e u e Marke auf einem Schieferbuckel unterhalb des am tiefsten reichenden Gletscherlappens (E vom Vd. Modereck) gesetzt und in ihrer unmittelbaren Nähe ein Steinmann errichtet:

in der Pfeilrichtung S 20° W (korr.) zum Eis 32,0 m.

Die Messung bei Marke II lehrt insbesondere, wie rasch der bei diesem Gletscher seit der ersten Markensetzung (1898) anhaltende Rückgang dort vor sich geht, wo eine schmale Eiszunge nur in einem wenig breiten Lappen mit dem Hauptfirngebiet zusammenhängt. Noch 1900 muß sich die Gletscherzunge, in spitzkeilförmiger Gestalt, zwischen den geschliffenen Felsen links und rechts unter dem Vorder-Modereck ziemlich tief herab erstreckt haben (Entfernung von Marke II 29,5 m). Sie erwies sich für jegliche Schwankung der Schneegrenze als außergewöhnlich empfindlich, indem im Sept. 1905 nur mehr eine kurze Zunge in das Tälchen zwischen den rechts und links geschliffenen Felsen herabreichte. Eine Folge des raschen Schwindens war es auch, daß keine Moränenwälle aufgehäuft wurden; das erst kürzlich vom Eis verlassene Gebiet ist mit Schutt nur gleichmäßig überdeckt. Der bedeutende Rückgang erhellt nicht bloß aus den Nachmessungen; er gibt sich auch in der Auflösung des Eises in zwei nunmehr durch frische Moränen getrennte Lappen in der Nähe der Marke I zu erkennen, während es 1901 nach M a y a c h e r noch zusammenhängend und sogar bedeutend dicker gewesen war.

¹⁾ Gletschermarken in der Goldberg-Gruppe. Mitteil. d. D. u. Ö. A. V. 1901, S. 23.

²⁾ Betrag wegen Winterschneebedeckung unbestimmt.

³⁾ 1905, weil bequemer und genauer, von der Höhe, nicht vom Rand des Blockes gemessen (also + 0,5 m gegen N) im Vergleich zum bisherigen Anfangspunkt der Messung.

Außerdem ist noch der östliche und tiefstreichende Gletscherlappen seit 1905 im Begriffe, in zwei Fetzen auseinanderzureißen, was vielleicht im September 1905 noch geschehen ist, da neben der Ablation auch die unterschmelzende Tätigkeit der mächtigen subglazialen Schmelzwasserbäche an der Zerstörung des dünnen Eises arbeitet.

Die vorstehenden Nachmessungen und Beobachtungen ergeben also, daß in der Goldberg-Gruppe die drei größten Gletscher (Goldberg-, Wurten- und Weißenbachkees) schwinden, während ihnen zwei kleinere vorstoßende Gletscher (Kleines Fleiß- und Krumlkees) gegenüberstehen. Das gleiche Verhalten hatte Macháček im Messungsjahre 1900¹⁾ auch an den gleichen Gletschern konstatiert. Während aber die Beträge des Rückganges bei den 3 ersterwähnten Gletschern große sind, erreichen die des Vorstoßes bei den kleinen nur geringe Ausmaße. Wenn demnach die Schneegrenze der 3 schwindenden Gletscher in rascher Aufwärtsbewegung begriffen ist und letztere Tendenz auch im nächsten Jahre sich erhalten dürfte, so zeichnet sich die Lage der Firnlinie der beiden anderen Gletscher fast durch Stabilität aus. Die nächstjährigen Untersuchungen werden zu zeigen haben, ob die gegenwärtige, sich fast einem stationären Zustande annähernde Vorstoßperiode des Kl. Fleiß- und Krumlkeeses anhält, sich verschärft oder ob sie von der sonst viel häufiger zu beobachtenden Rückzugsperiode abgelöst wird.

Ich möchte den vorliegenden Bericht nicht schließen, ohne dem Zentralausschuß des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, mit dessen Unterstützung ich meine Nachmessungen vornahm, auch an dieser Stelle meinen Dank auszusprechen.

Preßbaum bei Wien.

Dr. Gustav Göttinger.

Über die Geschwindigkeiten am Vernagt- und Guslar-Ferner im Jahre 1904—1905. Angesichts des Verhaltens mehrerer Gletscher der Ötztaler Alpen, welche nach den Beobachtungen des Herrn Dr. Riedinger²⁾ (Sektion Breslau des deutschen und österreichischen Alpenvereins) im Jahre 1904—1905 vorgegangen waren, durfte man mit Recht auf das Verhalten des Vernagt- und Guslar-Ferners während dieser Zeit gespannt sein.

Läßt schon ein oberflächlicher Vergleich der Photographien dieser Gletscher vom Jahre 1905 mit denjenigen des vorhergehenden Jahres ein Vorrücken als höchst unwahrscheinlich erkennen, so geht dies noch sicherer aus den Geschwindigkeiten der beobachteten Steinlinien hervor.

Die folgende Zusammenstellung enthält die Geschwindigkeiten einer Anzahl von Punkten seit dem Jahre 1900:

¹⁾ Macháček, Gletschermarken in der Goldberg-Gruppe. M. D. Ö. A. V., 1901, S. 23.

²⁾ Mitteilungen des deutschen und österreichischen Alpenvereins, Nr. 20 Seite 243. 1905.

1897 gelegte grüne Linie.

1900—1901; 1901—1902; 1902—1903; 1903—1904; 1904—1905.

Nr. 2	122,7 m	40,8 m	35,3 m	29,4 m	11,2 m
Nr. 4	—	46,4 „	40,9 „	29,1 „	22,5 „
Nr. 5	—	41,5 „	36,0 „	30,2 „	20,8 „

1893 gelegte ziegelrote Linie.

1900—1901; 1901—1902; 1902—1903; 1903—1904; 1904—1905.

Nr. 6	136,1 m	40,8 m	30,9 m	18,5 m	24,7 m
Nr. 7	—	39,7 „	29,9 „	19,3 „	20,8 „

1889 gelegte rote Linie.

1900—1901; 1901—1902; 1902—1903; 1903—1904; 1904—1905.

Nr. 8	134,6 m	41,1 m	32,5 m	16,8 m	16,7 m
-------	---------	--------	--------	--------	--------

Wie man sieht, hat im letzten Jahre bei der 1897 gelegten grünen Linie wieder eine erhebliche Abnahme der Geschwindigkeiten stattgefunden, während bei den Punkten 6 und 7 der ziegelroten Linie von 1893 das Gegenteil der Fall ist, und die Geschwindigkeit des Punktes 8 der 1889er Linie sich gleich blieb.

Die bei Punkt 6 der ziegelroten Linie beobachtete merkliche Zunahme ist auf den ersten Blick recht überraschend; jedoch kann sie wohl dadurch erklärt werden, daß im vorigen Jahre an dieser Stelle die Oberfläche des Gletschers sehr zerrissen und zerklüftet war, was 1905 nicht mehr der Fall war, so daß einzelne Steine eine größere Geschwindigkeit infolge des Schließens der Spalten erlangen konnten. Auch ist zu berücksichtigen, daß wegen des Abschmelzens der Zunge des Guslarferners der Vernagtferner sich hier nunmehr nach Wegfall dieses Hindernisses ungestört ausdehnen konnte.

Daß dieser Geschwindigkeitszuwachs nur vereinzelt vorkam, vielmehr an allen übrigen Punkten der unteren Linien eine Abnahme festzustellen war, zeigt folgende Übersicht:

Ziegelrote Linie von 1893.

1903—1904; 1904—1905

Nr. 4	20,0 m	14,2 m
Nr. 5	20,8 „	15,9 „
Nr. 9	23,3 „	16,3 „

rote Linie von 1889

1903—1904; 1904—1905

Nr. 7	18,7 m	18,3 m
Nr. 10	19,2 „	17,0 „

Die durchschnittliche Höhenabnahme der letzteren Linie betrug 9,7 m, die der 1893er Linie 9,0 m, die der 1897er 5,4 m, im ursprünglichen Profile der Linien 1,5 m.

Die entsprechenden Zahlen im vorhergehenden Jahre sind für die rote Linie 7,4 m, für die ziegelrote 6,3 m, für die grüne 7,6 m, für die

letzte 1,7 m. Während also 1903—1904 die Dickenabnahme auf dem unteren Teile des Gletschers ziemlich gleichmäßig war (im Mittel 7 m), ist 1904—1905 eine regelmäßigere Abnahme nach oben hin festzustellen.

Die durchschnittliche Geschwindigkeit einer im vorigen Jahre im obersten Profile neu gelegten Linie war 25,8 m gegen eine solche von 40 m des vorausgehenden Jahres. Im allgemeinen haben also (von den wenigen bereits erwähnten Ausnahmen abgesehen) die Geschwindigkeiten von unten nach oben abgenommen.

Am Guslar-Ferner wurde die im Jahre 1904 neu gelegte Steinlinie nachgemessen, es ergab sich eine durchschnittliche Geschwindigkeit von ungefähr 13 m gegen eine solche von ungefähr 23 m im Jahre 1897—1898.

An vier Punkten dieses Profils war die Höhenabnahme die folgende: Nr. 3 2,2 m; Nr. 7 0,9 m; Nr. 9 1,4 m; Nr. 12 0,7 m, also im Mittel 1,3 m. Das Schwinden des Zungenendes, welches im vorigen Jahre bereits wahrzunehmen war, hat angehalten, was man am besten daraus erkennen konnte, daß die unteren Teile der Zunge ziemlich leicht überschreitbar waren. Leider konnte ich, teils wegen der Ungunst des Wetters, teils wegen des plötzlichen Versagens einer Hilfskraft nicht sämtliche Steinlinien vermessen und es wäre mir überhaupt nicht möglich gewesen, die Arbeit zu einem genügenden Abschluß zu bringen, wenn nicht Herr Otto Gruber, stud. math. aus München, sich mir zu diesem Zwecke zur Verfügung gestellt hätte. Ich bin demselben wegen seines bereitwilligen Entgegenkommens zu größtem Danke verpflichtet.

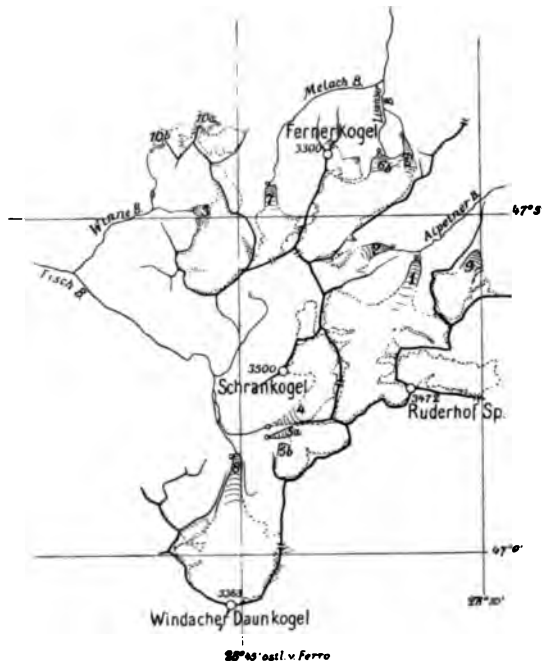
München, Oktober 1906.

Ad. Blümcke.

Revision der Gletschermarken im Selrain und nördlichen Stubai (Nachtrag). Die vorstehende Kartenskizze dient zur Ergänzung und Erläuterung der im 3. Heft pag. 226 erschienenen Mitteilung: „Revision der Gletschermarken im Selrain und nördlichen Stubai.“ Die mit Nummern bezeichneten Gletscher haben nach der Terminologie der vom deutschen und österreichischen Alpenverein herausgegebenen Karte des Ötztals und Stubais folgende Namen: 1. Alpeiner Ferner, 2. Berglas-Ferner, 3. Bachfallen-Ferner, 4. Schwarzenberg Ferner, 5. Bockkogel-Ferner, 6. Linsener Ferner, 7. Längental-Ferner, 8. Sulztaler Ferner, 9. Sommerwand-Ferner, 10. Winnebach-Ferner. Die Gletscher 5., 6. und 10. haben je zwei Zungen, welche durch a) und b) unterschieden sind.

Bei der Herstellung der Kartenskizze sind folgende Gesichtspunkte maßgebend gewesen, welche mehr oder weniger vereinigt bei ähnlichen Markenbeobachtungen wieder auftreten dürften: Der Maßstab 1:200 000 reicht eben noch aus zur Darstellung des Zusammenhangs der Firnmulden und Zungen. Die geographische Orientierung durch Längen- und Breitenkreise sichert die Identifizierung des Gebiets und der einzelnen Gletscher auch für den Fall, daß andere Namen in Gebrauch kommen sollten. Die Gebirgs-

kämme sind zur Kennzeichnung ihrer Höhe durch verschieden starke Linien angegeben und mit charakteristischen Gipfel- und Paßhöhen versehen. Die Begrenzung der dauernden Eisbedeckung ist oberhalb der Firnlinie durch punktierte Linien bezeichnet, wodurch Felsinseln und Firnnischen genügend



deutlich hervortreten. Unterhalb der Firnlinie ist der Eisrand durch eine feine Linie gekennzeichnet; die Richtung des Abflusses der Zungen wird durch eine Querschraffierung ausgedrückt. Die Gletscherbäche sind als dünne Linien eingezeichnet. Die Gletschermarken sind als kleine Kreise eingetragen, deren Lage zur Gletscherzunge und zum Gletscherbach die Örtlichkeit genügend charakterisiert.

M. L a g a l l y.

Vitesses de propagation des crues provoquées par les débâcles glaciaires.

Une comparaison des vitesses d'écoulement, dans un même chenal naturel, des eaux évacuées par deux débâcles glaciaires de puissances très différentes, ne peut manquer d'être instructive. Les occasions sont malheureusement rares où pareille comparaison peut être faite, faute de documents assez nombreux et assez sûrs. En conférant les données recueillies par Venetz, lors de la débâcle du glacier de Giétroz en 1818, avec celles que m'a fournies l'étude de la débâcle de Crête-Sèche en 1898, on peut tenter un rapprochement utile, de quelque certitude.

Les masses d'eau, accumulées dans les lacs temporaires du Mauvoisin en 1818 et du glacier de Crête-Sèche en 1898, ont suivi, à partir du Mauvoisin

toutes deux le même chenal, à savoir le lit de la Dranse de Bagnes jusqu'à Sembrancher, celui des Dranses réunies jusqu'à Martigny-Bourg. Ce parcours a une longueur totale de quelque 28,5 km., pour une dénivellation de 1210 mètres, avec une pente assez uniforme et de valeur moyenne égale à 4,2 %.

La débâcle du 16 juin 1818 a déversé dans le lit de la Dranse, d'après les évaluations les plus sûres environ 20 millions de m³ d'eau, qui ont mis très sensiblement une demi-heure à passer en chaque endroit. Ceci correspond donc à un débit approximatif de 11 000 m³ par seconde.

Le trajet Mauvoisin-Martigny-Bourg s'est effectué en une heure et demie soit à la vitesse moyenne de 19 km. à l'heure.

L'évacuation du lac glaciaire de Crête-Sèche, le 17 juillet 1898, a mis en jeu 800 000 m³ d'eau environ. Il s'est écoulé en moyenne une heure et demie entre les passages de la tête et de la queue du flot, ce qui porte le débit moyen de la crue à 150 m³ en chiffres ronds. Celle-ci a employé deux heures 20 minutes pour venir du Mauvoisin à Martigny Bourg ce qui donne une vitesse de propagation de 12 km. à l'heure approximativement. Le

rapport des débits est $\frac{11\ 000}{150} = 73,5$, celui des vitesses $\frac{19}{12} = 1,6$.

Ainsi donc tandis que d'une débâcle à l'autre le débit a varié dans la raison de 1 à 73,5, la vitesse moyenne ne s'est accrue que de 60 % de sa valeur initiale.

Ce résultat est intéressant en ce qu'il ténorise ce fait que l'énergie cinétique représentée par la descente de la masse liquide est toujours très faible par rapport à l'énergie directement transformée en chaleur sur le parcours.

Il convient toute fois de remarquer encore que, par force, la comparaison n' a pu porter ici que sur les seules masses d'eau évacuées par les débâcles. En réalité les matériaux arrachés aux parois du chenal viennent accroître à la fois le débit et les frottements internes. Ces modifications ont affecté tout particulièrement la débâcle de 1818, la plus puissante des deux. Je ne crois pas cependant que ces modifications enlèvent beaucoup de sa portée à la présente comparaison.

L a u s a n n e.

P a u l L. M e r c a n t o n.

Bibliographie.

Über die Anordnung der Titel und die gebrauchten Abkürzungen vergleiche die Bemerkungen im ersten Heft dieser Zeitschrift, S. 76.

Quartäre Eiszeit.

Eiszeitbildungen einzelner Gebiete.

Europa.

Niederlande. *Kon. Ak. Wet. te Amsterdam, Versl. v. d. Gew. Verg. d. Wis. en Nat.* **14** (1905): 445—62. **Wichmann.**

Over Ardennengesteenten in het Nederlandsche Diluvium benvorden den Rijn. Dor A. Wichmann. (Mit 1 Karte.)

— *Kon. Ak. Wet. te Amsterdam, Proc. Sect. of Sc.* **8** (1905): 518—35. —

On fragments of rocks from the Ardennes found in the Diluvium of the Netherlands North of the Rhine. By A. Wichmann. (Mit 1 Karte.)

[Verf. möchte zur Erklärung des Auftretens von erratischen Geschieben aus den Ardennen im niederländischen Quartär eine Vergletscherung der Ardennen annehmen. Doch sind bisher Moränen eines Ardennengletschers noch nicht nachgewiesen. Die Verbreitung nordischer Geschiebe reicht, wie Wichmann dartut, viel weiter nach Süden, als man bisher annahm, bis nach Nordbelgien und in den südlichen Teil der Niederlande. E. B.]

— *Hand. v. h. 10^e Ned. Nat. en Geneesk. Congress te Arnheim* (1905): 459—65. **Jonker.**

De stroomrichting van het diluviale landijs over Nederland. Dor H. G. Jonker.

[Auf Grund seiner sehr sorgfältigen Untersuchungen der Geschiebe der Provinz Groningen, vor allem des Hondsrug bei Groningen, stellt der Verf. die Stromrichtung des quartären Inlandeises über den Niederlanden fest. Die besonders zahlreich auftretenden Geschiebe aus obersilurischem Kalkstein stammen nicht aus Schonen; denn keine der bei Groningen in den Silurgeschieben vorkommenden Fossilien kommen in Schonen vor, sondern nur auf Oesel und auf Gotland. Der Verf. möchte als Ursprungsstätte der Geschiebe den Boden der Ostsee zwischen Oesel und Gotland betrachten. Die weniger zahlreichen unter-silurischen und devonischen Geschiebe zeigen bestimmt eine ostbaltische Facies. Ebenso kommen bei Groningen Ålandsgesteine vor. Es verdankt also das Groninger Diluvium Stromlinien des Inlandeises seine Entstehung, welche über Åland zwischen Oesel und Gotland und weiter durch die Längsaxe der Ostsee verliefen. Das stimmt auch gut mit der Richtung der Schiffe auf Åland, Gotland und Oesel. Doch möchte Referent auf den zeitlichen Unterschied aufmerksam machen: die Geschiebe bei Groningen stammen aus einer frühen Phase der Quartärzeit, die Schiffe auf den erwähnten Inseln aus einer sehr späten. E. B.]

Dänemark. *G. Z.* **12** (1906): 361—78.

Machaček.

Dänemarks Boden und Oberfläche. Von F. Machaček. Mit Abb.

— **Jessen.**

Beskrivelse til Geologisk Kort over Danmark (i Maalestok 1:100 000). Kortbladene Aalborg og Nibe (nordlige Del). Ved A. Jessen. Med 3 Kort, 5 Tabeller samt Resumé français. Kjøbenhavn, 1905. 193 S. 8^o.

Norddeutschland. *Jahresb. Geogr. Ges. Greifswald* 10 (1906): 106—268. **Elbert.**

Die Entwicklung des Bodenreliefs von Vorpommern und Rügen sowie den angrenzenden Gebieten der Uckermark und Mecklenburgs während der letzten Vereisung. Von Dr. Johannes Elbert. II. Teil. *Mit einer glacial-morphologischen Karte, 3 Tafeln und 6 Textabbildungen.*

— *Jahrb. k. preuss. Geol. Landesanstalt.* 25 (1904): 668—71. **Bärtling.**

Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf Blatt Seedorf und Zarrentin im Jahre 1904. Von R. Bärtling.

[Die von C. G a g e l aus der Umgebung von Ratzeburg und Mölln geschilderte Auflösung der Endmoräne in einzelne Staffeln setzt sich auch nach Osten zu fort und wurde bis zur Mecklenburgischen Grenze verfolgt.]

— *Z. Berliner Ges. f. Erdkunde* 1906: 10—39. **Friedrich.**

Die glazialen Stauseen des Steine-Tales bei Möhlten und des Neisse-Tales zwischen Wartha und Camenz, ein Beitrag zur Glazialforschung im Gebiete der oberen Glatzer Neisse. Von E. G. Friedrich in Breslau. *Mit 2 Karten 1:200 000.*

[Der Verf. sucht nachzuweisen, daß bei bestimmten Lagen des Randes des nordeuropäischen Inlandeises in den im Titel genannten Tälern am Nordfuß der Sudeten durch Sperrung des Abflusses Stauseen bestanden haben, in einer ersten Stillstandlage ein solcher im Steinetal, in einer zweiten ein solcher bei Camenz. Strandlinien hat der Verf. nirgends beobachtet. Als Seeablagerungen betrachtet er Sande und vor allem grobe rote Schotter. Aus der Schichtung wie aus den Profilen geht aber klar hervor, daß diese Schotter ungefähr horizontal und nicht deltaartig geschichtet, daher in keinem Fall als Seeablagerungen zu deuten sind. Der Nachweis, daß es sich um Stauseen handelt, ist daher in keiner Weise gelungen. Vielmehr ergibt sich, daß die betreffenden Ablagerungen als Flußablagerungen unter der stauenden Wirkung des Eisrandes zum Absatz gekommen sein dürften; dafür spricht auch das Gefälle der Ebene von Camenz, das auf ca. 9 km 10 m beträgt, also $1.1^0/_{00}$, und das der Verfasser durch starke Strömungen am Seegrund erklären möchte, während doch das Hauptmerkmal von Seeablagerung stets ist, daß sie im ruhenden Wasser zum Absatz kommen. E. B.]

— *Jahrb. kgl. preuss. Geol. Landesanstalt* 26 (1905): 418—35. **Schröder, Stoller.**

Wirbeltierskelette aus den Torfen von Klinge bei Cottbus. Von H. Schröder und O. Stoller.

[Es handelt sich um den Fund der Knochen eines Mamuth und eines Boviden in einem Aufschluß des interglazialen Torflagers zu Klinge.]

Schottland. *Quart. J. Geol. S.* 62 (1906): 13—39. **Jamieson.**

The Glacial Period in Aberdeenshire and the Southern Border of the Moray Firth. By T. F. Jamieson.

[Fein geschichteter roter Ton, der an der Ost-Küste auftritt, besteht aus Material, das vom Eis von Süden herangeschleppt wurde. Er wurde bei einer um 300 Fuß tieferen Lage des Landes im stehenden Wasser wohl zwischen dem skandinavischen Eis im Osten und dem Lande im Westen zu einer Zeit abgesetzt, als die Gletschermassen von Aberdeenshire schon im Rückzug begriffen waren. Es findet sich ein noch älterer blauschwarzer Ton mit marinen Muscheln. Der rote Ton ist interglazial gestellt und zusammen mit den Muschelbänken von Clava der einzige Beweis einer relativ warmen Periode, die sich in die quartäre Vergletscherung einschaltet. Aus der Verbreitung der erratischen Blöcke ergibt sich, daß um Inverneß das Eis 4000 bis 5000 Fuß (1220—1520 m) mächtig war. E. B.]

- Schottland.** *G. J.* **28** (1906): 592—615. **Murray, Pullar.**
 Bathymetrical Survey of the Fresh-Water Lochs of Scotland. Under the Direction of Sir John Murray K. C. B., F. R. S., D. Sc., etc., and Laurence Pullar, F. R. S. E. Part XII: The Lochs of the Lochy Basin.
 [Fortsetzung der großen bathymetrischen Aufnahme der schottischen Seen, deren frühere Teile ebenfalls im Geographical Journal erschienen sind. Uns interessieren bei diesen Untersuchungen insbesondere die ausgezeichneten Tiefenkarten angesichts der glacialen Entstehung der Seen, wie sie von J. Geikie und anderen vertreten wird. Die Karten sind in 1:21120, d. h. 3 Zoll auf eine englische Meile. E. B.]
- Schottland.** *Geol. Mag.* **3** (1906): 22—5. **Jamieson.**
 On the Raised Beaches of the Geological Survey of Scotland. By T. F. Jamieson.
 — *Geol. Mag.* **2** (1905): 484—90. **Jamieson.**
 Some Changes of Level in the Glacial Period. By T. F. Jamieson.
 — *P. R. S. Edinburgh* **26** II (1906): 107—112. **Collet, Johnston.**
 On the Formation of certain Lakes in the Highlands. By Dr. Léon W. Collet and Dr. T. N. Johnston.
 [Beschrieben werden Loch Muick, 256 Fuß tief, Loch Callater, 29 Fuß tief, und Loch Buily, die von den Verfassern als Mitarbeiter der unter Sir John Murray's Leitung stehenden Scottish Lake Survey aufgenommen wurden. Obwohl alle 3 Seen an ihrem unteren Ende durch alte Endmoränen begrenzt werden, halten die Verf. dieselben mit Recht ihrer Tiefe und Form wegen für Felsbecken, die durch Gletschererosion entstanden sind. E. B.]
- England.** *Quarterly J. of Geol.* **51** (1905): 64—96. **Woolacott.**
 The superficial Deposits and preglacial Valleys of the Northumberland and Durham Coalfields. By D. Woolacott.
 [Verwertet das Material von 2353 Bohrungen in den Northern Coalfields und stellt an deren Hand die Höhenlage des anstehenden Felsgerüsts unter der Decke des Quartärs fest. Die größte Mächtigkeit des letzteren wurde mit 71 m beobachtet. Die größte Tiefe der Felsoberfläche unter dem Meeresspiegel war 43 m. E. B.]
- Außereuropäische Gebiete.**
- Tienschan.** *B. Am. G. Soc.* **37** (1905): 513—30. **Huntington.**
 Elsworth Huntington: The Mountains and Kibitkas of Tian Shan.
 [Huntington faßt hier seine Resultate über die Eiszeit im Tienschan zusammen.]
- Canada.** *Rep. VIIIth Internat. G. Congress*, 1904 (1905): 480—6. **Coleman.**
 Glacial Lakes and Pleistocene Changes in the St. Lawrence Valley. By Prof. A. P. Coleman.
 [Hebungen und Senkungen werden mit den Eiszeiten in wechselseitige Beziehungen gebracht.]
- Vereinigte Staaten: Osten.** *New York State Mus. B.* **84**: 265 S. **Woodworth.**
 Ancient water levels of the Champlain and Hudson Valleys. By Jay Backus Woodworth. Mit 28 Taf.
 — *New York State Museum B.* **83** (1905): 3—60. **Woodworth.**
 Pleistocene Geology of Mooers Quadrangle, New York. By Jay Backus Woodworth. Mit 25 Tafeln.
 — *B. Geol. S. of Am.* **14** (1905): 229—42. **Tarr.**
 Drainage Features of Central New York. By Ralph S. Tarr. Mit 6 Tafeln.

[Die Entstehung der eigentümlichen morphologischen Züge der Wasserscheide zwischen Lorenzstrom und Susquehanna auf dem Alleghany-Plateau (Hängetäler am Seneca-, Cayuta- und Cayuga-See, Fehlen deutlicher Wasserscheiden, zahlreiche Verlegungen von solchen) ist nur z. T. auf glaciale und fluviaglaciale Erosion zurückzuführen, z. T. aber präglacial. E. B.]

- Vereinigte Staaten: Osten.** *Am. Geol.* **35** (1905): 347—55. **Upham.**
 The Age of the St. Croix Dalles. By Warren Upham.
 —: **Mitte.** *Proc. Davenport A. Sc.* **10** (1905): 18—31. **Calvin.**
 The Aftonian gravels and their relations to the drift sheets in the region about Afton Junction and Thayer, Iowa. By Samuel Calvin. *Mit 7 Tafeln.*
 — — *J. of Geol.* **13** (1905): 351—7. **Sardeson.**
 A particular case of glacial erosion. By F. W. Sardeson.
 [Bei Minneapolis überlagert eine 12 bis 20 Fuß dicke, wenigstens 100 Fuß lange Scholle festen Gesteins eine Driftablagerung.]
 — — *J. of Geol.* **13** (1905): 35—44. **Berkey.**
 Laminated interglacial clays of Grants-Burg, Wisc. With chronological deductions. By Charles P. Berkey.
 —: **Westen.** *J. of Geol.* **13** (1905): 276—9. **Atwood.**
 Glaciation of San Francisco Mountain, Arizona. By Wallace W. Atwood.
 [Der unter 35° 21' N. Br. gelegene Mt. San Francisco zeigt Spuren einer alten Vergletscherung. Das zwischen 3000 und 3300 m Seehöhe im Krater befindliche Einzugsgebiet des Gletschers ist 4.5 qkm groß; die tiefsten Moränen wurden in 2820 m Höhe gefunden, die Länge des Gletschers betrug 3.5 km. E. B.]
 — — *B. Museum Comparative Zoology (Harvard)* **49** (1905): 11 S. **Davis.**
 Glaciation of the Sawatch Range, Colorado. By W. M. Davis. *Mit 1 Tafel u. 4 Abb.*
 — — *Appalachia* **10** (1905): 392—404.
 Glacial Erosion in the Sawatch Range, Colorado. By W. M. Davis.

Geschichte des Klimas und vorquartäre Eiszeiten.

- Zunahme der Trockenheit.** *Naturw. Wochenschrift* **20** (1905): 712—6. **Stentzel.**
 Die Ausdorrung der Kontinente. Von A. Stentzel. *Mit 3 kleinen Karten.*
 [Tritt für eine kontinuierliche Abnahme des Wassers auf den Landflächen der Erde ein, die er durch Tatsachen zu belegen sucht. Er scheidet dabei die Erscheinungen nicht aus, die sich einfach auf die 35 jährigen Klimaschwankungen zurückführen. E. B.]
 — **Götz.**
 Das Schwinden des Wassers in den höheren Bodenlagen. Von Wilh. Götz. 80. 29 S. München 1905.
Temperaturschwankungen. *Hann-Band d. Met. Z. Braunschweig* 1906: 287—305. **Kremser.**
 Über die Schwankungen der Lufttemperatur in Norddeutschland von 1851 bis 1900. Von V. Kremser.
Karbonische Eiszeit. *Transactions African Phil. Soc.* **16** (1905): 1—8. **Rogers.**
 The Glacial Conglomerate in the Table Mountain Series near Clanwilliam. By A. W. Rogers. *Mit 3 Abb.*

— — — — —
 Schluß der Redaktion: 20. Januar 1907.

Über den Koeffizienten der inneren Reibung des Gletschereises und seine Bedeutung für die Theorien der Gletscherbewegung.

Von Boris Weinberg in St. Petersburg.

I. Experimenteller Teil.

§ 1. Die von mir ausgeführte Bestimmung ¹⁾ des Koeffizienten der inneren Reibung des Flußeises — nach der endgültig eintretenden konstanten Torsionsgeschwindigkeit eines Zylinders unter der Wirkung eines konstanten Torsionsmomentes — führte mich unmittelbar zu der Frage über das Fließen des Eises in Gletscherbetten. Da die Gleichheit, sogar der Ordnung nach, der Werte dieses Koeffizienten für Flußeis (kristallinischer Struktur) und für Gletschereis (grobkörniger Struktur) sehr fraglich war, beschloß ich eine unmittelbare Bestimmung dieser Größe für das Gletschereis zu unternehmen. Für diesen Zweck wählte ich den Hintereisferner, für welchen die kinematischen und geometrischen Data außerordentlich zahlreich von A. Blümcke und H. Hess ²⁾ ermittelt sind.

Um die Beobachtungen bei Lufttemperaturen über 0° C. zu ermöglichen und um den Einfluß der Schwankungen dieser Temperatur zu vermeiden, habe ich zwei besondere Apparate konstruiert, von welchen jeder wesentlich aus einem doppelwandigen Gefäß aus verzinnem Eisenblech besteht. In den Zwischenraum brachte ich Schnee mit Salz und in dem Innenraum befestigte ich den zu tordierenden Eiszyylinder.

¹⁾ Boris Weinberg, Über die innere Reibung des Eises. *Ann. d. Phys.* (4) 18 p. 81. 1905. Ausführlicher in der russisch im Journal der russischen Phys.-chem. Gesellschaft 38 (1907) erschienenen und von der K. Akademie der Wissenschaften in St. Petersburg gekrönten Arbeit gleichen Titels.

²⁾ Adolf Blümcke und Hans Hess, Untersuchungen am Hintereisferner. *Wiss. Erg.-Hefte zur Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenver.* 1 Heft 2, p. 1, 1899 und eine Reihe folgender Veröffentlichungen.

§ 2. Ohne auf die Einzelheiten der Versuche einzugehen¹⁾, will ich hier nur deren Resultate angeben. Die Genauigkeit der einzelnen Werte des Koeffizienten η der inneren Reibung ist wegen der Schwierigkeiten der Versuche klein: der mögliche Fehler ist gleich 20—50 %. Einer der wichtigsten störenden Umstände war eine Unstetigkeit der Torsionsgeschwindigkeit bei konstantem Torsionsmomente, bei beinahe konstanter Temperatur und nach dem Aufhören der unstationären Anfangsstadien der Bewegung.

In einem Falle z. B. (Eiszylinder VI) tordierte sich der Zylinder verzögernd (die mittlere Scherungswinkelgeschwindigkeit ψ' nahm von $7 \cdot 10^{-7}$ bis $2 \cdot 10^{-8}$ ab) während 17 Stunden und dann, vielleicht infolge eines Stoßes des herabgefallenen Thermometers, wuchs die Geschwindigkeit bis $3 \cdot 10^{-5}$; später sank dieselbe bis $2 \cdot 10^{-5}$ und war von derselben Ordnung während 5 Stunden. Darauf erlitt die Geschwindigkeit eine sprunghafte Änderung bis auf $5 \cdot 10^{-6}$, nach 5 Stunden wieder eine solche bis auf $2 \cdot 10^{-6}$; sie blieb dann von dieser Ordnung (welche der höheren Temperatur entsprach) während 24 Stunden, bis zu einer Änderung des Torsionsmomentes.

Dieser Umstand, welcher fast immer, wenn auch nicht immer in solch hervorragendem Maße, merklich war, kann meiner Meinung nach durch die grobkörnige Struktur und die kleinere Festigkeit der Zwischenschichten zwischen den Körnern erklärt werden. Die allmähliche Deformation der einzelnen Körner kann von einer relativen Verschiebung jedes einzelnen Korns als eines Ganzen gegen die anderen begleitet sein und eine solche Art von Gleitung muß solche „anomal große“ Verschiebungsgeschwindigkeiten hervorrufen.

In den Gletschern, wo jedes Korn von allen Seiten von anderen umgeben ist, können diese anomal großen Geschwindigkeiten nur selten eintreten und nur eine Art von Verflachung der Berührungsflächen der Körner und eine Art von Zerdrückung der kleineren Körner durch größere verursachen. In der Tat, je größer der mittlere Durchmesser des Korns ist, desto größer ist die wahrscheinliche Größe seiner Berührungsfläche mit den benachbarten und desto kleiner deswegen die Wahrscheinlichkeit einer Schmelzung durch Erhöhung des Druckes an dieser Berührungsfläche. Dadurch kann man vielleicht eine gewisse Orientierung der Berührungsflächen der Körner in der Richtung der Bewegung, welche verschiedene Autoren andeuten, und das Wachstum der Körner während ihrer Bewegung erklären.

¹⁾ Näheres siehe Boris Weinberg, Über die innere Reibung des Eises II. Ann. d. Phys. (4) 22 (1907) S. 321.

Es sei noch bemerkt, daß das Eintreten dieser anomal großen Geschwindigkeiten und auch eine viel leichtere Brüchigkeit sich häufiger bei den Zylindern zeigte, deren Achsen senkrecht zu den Schichten waren.

§ 3. Diese Veränderlichkeit ¹⁾ der Torsionsgeschwindigkeit in Verbindung mit der Ungenauigkeit der Temperaturmessung ²⁾ hat mich gezwungen, möglichst viele verschiedene Stäbe unter möglichst verschiedenen Bedingungen zu untersuchen, statt jeden Zylinder der Wirkung desselben Torsionsmomentes längere Zeit zu unterwerfen. Im ganzen habe ich (wegen verspäteter Fertigstellung des einen der beiden Apparate) nur 9 Eiszyylinder untersucht, nämlich:

I. Eis herausgenommen unter der Seitenmoräne des Hintereisferners aus einer Tiefe von ca. 80 cm; die Längsachse parallel der Bewegungsrichtung des Gletschers und horizontal.

II. Zylinder aus ganz klarem Eis zwischen zwei Schichten, welche infolge von eingeschlossenen Luftblasen weiß waren, unter der Moräne am Ende des Hintereisferners, wo ein großes Stück herabgefallen war, aus einer Tiefe von $1\frac{1}{2}$ m.

III. Die Längsachse des Zylinders senkrecht zur Schichtung; aus blau-grünem Eise, welches von der Zunge des Hintereisferners herabgefallen war, aus einer Tiefe von 6—8 m unter der Oberfläche.

IV. Eis vom Kesselwandferner aus der Wand an der Ostseite einer Spalte, die 6 m tief und oben 15 m breit war. Das Stück ist herausgehackt in einer Tiefe ca. 2 m, in einer Entfernung ca. $\frac{3}{4}$ m von der Seitenoberfläche und ca. 2 m von der Schuttnaht, welche das Eis des Kesselwandferners von dem des Hintereisferners trennt. Die Längsachse des Zylinders lag senkrecht zu den Schichten, welche sich durch eine große Menge von kleinen Luftblasen und leichte Brüchigkeit auszeichneten. Struktur grobkörnig.

V. Eisstück, herausgenommen unter einem großen Haufen von Steinen am Ende der Mittelmoräne des Hochjochferners aus einer

¹⁾ Mc Connell und Kidd (Proc. Roy. Soc. 44 p. 331, 1888), welche Versuche über allmähliche Verlängerung der Gletschereisstäbe unter Wirkung einer konstanten Kraft anstellten, klagen über die „extraordinary variability“ auch dieser Erscheinung.

²⁾ Ich meinte bei der Schmelztemperatur des Eises zu arbeiten, um mich den natürlichen Bedingungen der Bewegung des Eises in Gletschern zu nähern; diese Voraussetzung konnte aber nicht erfüllt werden wegen des Einschmelzens der Fassungen in die Eisplatten, welche zur Befestigung der Enden der Eiszyylinder dienten. Wegen dieser Annahme habe ich es vernachlässigt, besondere Vorrichtungen zu treffen, welche Temperaturmessungen ohne Zutritt äußerer warmer Luft in den Innenraum des Apparates erlaubt hätten.

Tiefe von $\frac{1}{2}$ m (es war kalt und es lag Neuschnee). Die Längsachse horizontal und senkrecht zu der Bewegungsrichtung. Die Schichten waren nicht deutlich, aber, wie es schien, bildeten sie einen Winkel von 45° mit der Längsachse und mit dem Horizont.

VI. Eisstück vom Boden eines Tunnels im Hintereiserner (Koordinaten der Stelle $x = 6220$, $y = 12300$ nach der Karte von Blümcke und Hess a. a. O.; die Länge des Tunnels oben 160 cm, unten 300 cm, Höhe 180 cm, Breite 80 cm; 2 Arbeitstage) aus einer Tiefe von $2\frac{1}{2}$ m unter der Oberfläche. Deutliche Schichtung (dünne Schichten ohne Blasen) in Ebenen, welche einen Winkel von 30° mit dem Horizont und mit der Achse des Ferners bilden. Die Längsachse des Zylinders parallel den Schichten und dem Horizont.

VII. Eisstück aus derselben Spalte wie IV, aber aus einer Tiefe von ca. 4 m in einer Entfernung von ca. 2 m von der Schuttnaht (von der Seite des Hintereiserners) und ca. 1 m unter der Oberfläche. Die Längsachse des Zylinders senkrecht zur Schichtung, welche ganz deutlich eine Menge von Luftblasen und eine große Brüchigkeit parallel den Schichten zeigte.

VIII. Ähnlich wie V.

IX. Zylinder aus demselben Eisstücke wie VI, aber die Länge des Zylinders senkrecht zu der Länge des Stückes und horizontal.

§ 4. Die Resultate der Untersuchung dieser 9 Zylinder (ich habe im ganzen 31 Tage für diese Versuche gebraucht) gibt Tabelle I, wo diese Resultate nach der Temperatur θ und nach der mittleren Torsionsgeschwindigkeit ψ' in der Weise geordnet sind, daß von allen Werten von η , welche sich auf fast gleiche Werte von θ und ψ' und auf die Wirkung desselben Torsionsmomentes auf denselben Zylinder beziehen, nur ein Mittelwert gegeben ist. Die Zusammenstellung aller Werte von η wäre für die Beantwortung der Frage, ob η von ψ' abhängt oder nicht, von keiner Bedeutung, da bei konstantem Torsionsmoment der berechnete Wert von η dem beobachteten Werte von ψ' umgekehrt proportional ist.

In der Tabelle I sind entsprechende Werte von θ ($^\circ\text{C}$), ψ' (in $10^{-8} \frac{\text{I}}{\text{sec}}$) und η (in $10^{13} \frac{\text{gr}}{\text{cm} \cdot \text{sec}}$) und die Nummer des Zylinders, auf welchen sie sich beziehen, gegeben.

Diese Resultate lassen sich ziemlich gut (mittlere Abweichung von 33%) durch die Formel darstellen:

$$\eta_{\text{ber}} = 0.38 \cdot 10^{13} \left(1.32 - \frac{0.65}{\theta} \right)^{-\theta} + \frac{0.8 \cdot 10^5}{\psi'} \quad (1)$$

Tabelle I.

Nr.	θ	ψ'	η	$\eta_{\text{ber.}}$	Nr.	θ	ψ'	η	$\eta_{\text{ber.}}$
IV	—4'3	51'5	0'33	2'02	IV	—2'5	0'65	2'92	2'42
II	—5'0	9'85	0'28	2'52	IX	—2'2	0'15	2'75	6'43
II	—4'5	6'70	2'46	2'23					
I	—4'5	0'97	3'98	2'94	VII	—1'4	69'5	0'21	0'86
					VIII	—1'4	40'3	0'39	0'88
VI	—3'0	13'8	0'99	1'44	VIII	—1'2	22'3	0'53	0'84
III	—3'4	8'14	2'57	1'65	IX	—1'0	18'2	0'47	0'79
III	—3'2	7'24	1'30	1'57	II	—1'5	16'3	0'75	0'93
IV	—3'1	7'08	1'13	1'53	IV	—1'2	14'9	1'00	0'86
VII	—3'1	6'47	0'77	1'54	VI	—1'6	14'7	0'93	0'96
II	—3'7	5'70	2'26	1'83	III	—1'2	12'1	1'24	0'87
I	—3'7	0'71	5'20	2'91	IV	—1'1	10'4	0'78	0'85
IV	—3'1	0'67	2'87	2'61	III	—1'7	9'31	1'54	1'03
					VIII	—1'4	7'34	1'11	0'96
VIII	—2'5	55'1	0'27	1'20	V	—1'0	5'55	1'99	0'89
V	—2'3	43'5	0'27	1'14	V	—1'3	4'44	1'34	1'01
III	—2'2	16'0	0'72	1'14	V	—1'5	2'22	2'67	1'24
VI	—2'6	14'2	0'97	1'28	VII	—1'4	2'19	2'67	1'22
II	—2'5	11'9	0'99	1'26	VI	—1'2	1'18	4'96	1'48
III	—2'1	11'2	1'32	1'13	IV	—1'9	0'72	2'66	2'11
III	—2'7	8'11	1'00	1'36	IX	—1'6	0'14	2'98	6'62
VIII	—2'0	7'92	1'19	1'13					
III	—2'6	6'87	1'46	1'34	IX	—0'7	36'9	0'21	0'69
II	—2'8	6'28	2'06	1'43	IX	—0'1	29'7	0'25	0'49
VII	—2'4	5'82	0'98	1'30	II	—0'4	29'3	0'50	0'61
III	—2'0	3'94	1'23	1'23	VI	—0'8	14'8	0'93	0'75

Versuche über das Flußeis (von der Nawa) lassen sich (mittlere Abweichung von 16%) durch die analoge Formel

$$\eta = 0.95 \left(1.13 - \frac{0.54}{\theta} \right) - \theta + \frac{5}{\psi'} \quad (2)$$

darstellen.

§ 5. Solch eine Form der Beziehung zwischen η und ψ' wie (1) und (2) läßt voraussetzen, daß das Eis für Scherungsverschiebungen, welche einen gewissen Winkel λ nicht überschreiten, als elastisch angesehen werden kann und für größere Kräfte und Verschiebungen nach denselben Gesetzen, wie z. B. einprozentige Gelatinelösung nach den Versuchen von Schwedoff¹⁾, relaxiert.

¹⁾ Th. Schwedoff, Recherches expérimentales sur la cohésion des liquides. Journ. de Phys. (2) 8 p. 371, 1888; (2) 9 p. 34, 1890.

Die von mir angewandten Torsionsmomente verursachten das Überschreiten dieser Elastizitätsgrenze; deswegen konnte ich nur auf einem indirekten Wege, aus dem Gang der Deformation in den ersten zwei Minuten nach Auflegen oder Abheben des Gewichtes, den Scherungsmodul N bestimmen. Für Gletschereis bekam ich als Mittelwert aus 43 Werten (mit der mittleren Abweichung von 44%)

$$N = 0.8 (1 - 0.65 \theta) \cdot 10^{10} \frac{\text{gr}}{\text{cm} \cdot \text{sec}^2}, \quad (3)$$

für Newa-Eis aus 14 Werten (mit der mittleren Abweichung von 21%)

$$N = 1.0 (1 - 0.13 \theta) \cdot 10^{10} \frac{\text{gr}}{\text{cm} \cdot \text{sec}^2} \quad (4)$$

Der letzte Wert verglichen mit dem Werte, welchen H e s s (Ann. d. Phys. (4) 8 p. 425, 1902) für den Y o u n g 'schen Elastizitäts-Modul des Eises angibt, nämlich

$$E = (2.76 \mp 0.17) \cdot 10^{10} \frac{\text{gr}}{\text{cm} \cdot \text{sec}^2}, \quad (5)$$

gibt einen ziemlich wahrscheinlichen Wert für den Koeffizienten von P o i s s o n

$$\sigma = 0.38 \pm 0.49, \quad (6)$$

was nur einem Zufalle zugeschrieben werden kann.

Für die Bruchfestigkeit des Gletschereises bei Torsion bekam ich Werte zwischen $2 \cdot 10^6$ und $7 \cdot 10^6 \frac{\text{gr}}{\text{cm} \cdot \text{sec}^2}$, bei Biegung zwischen $2 \cdot 10^6$ und $5 \cdot 10^6$ (für Zug gibt H e s s, Die Gletscher, S. 23, den Wert $7 \cdot 10^6 - 8 \cdot 10^6$). Der Bruch der Zylinder geschah unter sehr verschiedenen Umständen: sehr bald nach dem Anhängen des Gewichtes oder nach einem Zeitraum von 20 Sekunden bis 56 Stunden. Im Falle eines nicht plötzlichen Bruches wurde dieser oft durch eine Steigerung der Temperatur hervorgerufen; er trat aber ebenso oft bei konstanter Temperatur oder bei einer Erniedrigung derselben ein. Dem Bruche ging oft eine beschleunigte Bewegung voraus; aber in 3 von 12 Fällen zerbrach der Zylinder bei verzögerter Torsion ohne vorher bemerkbare Anzeichen. Die Bruchfläche war gewöhnlich schraubenförmig mit einem Winkel von ca. 33° gegen die Achse.

Bei Brüchen der Gletschereiszylinder bei Torsion oder der Gletschereisstäbe bei Biegung war das Zusammentreffen der Bruchfläche mit den Grenzflächen von Körnern ebenso häufig als der entgegengesetzte Fall. Wenn wir das im Vergleich mit dem Volumen der Körner selbst

kleinere Volumen der Zwischenschichten zwischen den Körnern beachten, so können wir aus dieser Tatsache schließen, daß die Zwischenschichten eine geringere Festigkeit als die Körner selbst besitzen.

§ 6. Dieser Schluß wird in gewissem Maße bestätigt durch die Resultat der Berechnung der Relaxationszeit T und des Elastizitätsgrenzwinkels λ aus den Werten von N , von η und von dem Proportionalitätsfaktor zwischen η und $\frac{1}{\psi'}$, der S c h w e d o f f'schen Relaxationstheorie nach.

Man bekommt in dieser Weise bei 0° für Gletschereis $T = 480$ Sec., $\lambda = 1.0 \cdot 10^{-5}$, für Newa-Eis $T = 950$ Sec., $\lambda = 5.6 \cdot 10^{-5}$.

Kleinere Werte des Scherungsmoduls, des Elastizitätsgrenzwinkels, der Relaxationszeit und des Koeffizienten der inneren Reibung für Gletschereis im Vergleich mit dem kristallinen und der größere Einfluß der Temperatur auf die innere Reibung sind als ein Hinweis auf die kleinere Festigkeit der Grenzschichten zwischen den Körnern aufzufassen und auf das mögliche Zusammentreffen der Erscheinung einer „trockenen“ inneren Reibung mit der Erscheinung der Erniedrigung der Schmelztemperatur infolge der Steigerung des Druckes und der nachfolgenden Regelation, d. h. der Erscheinung einer „nassen“ inneren Reibung.

Daß eine „trockene“ innere Reibung im kristallinen Eise wohl möglich ist, zeigt mir die allmähliche Scherung desselben in Richtungen, welche senkrecht zu der optischen Achse stehen, und für welche örtlicher Druckzuwachs fast ganz ausgeschlossen ist (wenn wir nicht von den Molekülen sprechen wollen), so wie analoge Erscheinungen, welche ich jetzt am Steinsalze untersuche, aber welche wegen ihrer Langsamkeit und Kleinheit noch nicht genau feststehen. Die Regelation ist für Verschiebungen, welche nicht senkrecht zu der Achse sind, unvermeidlich und, wo die Möglichkeit solcher Verschiebungen und örtlicher Druckvermehrungen größer ist, da muß der Einfluß der Temperatur auf die innere Reibung größer sein. Deswegen ist dieser Einfluß auf den Koeffizienten der inneren Reibung des Gletschereises und des Flußeises bei Verschiebungen parallel zur Achse ¹⁾ und auch auf die Ausflußgeschwindigkeit des Eises durch Öffnungen größer als auf die innere Reibung kristallinen Eises bei Verschiebungen senkrecht zur Achse.

Ein starkes Hinzutreten dieser Regelationserscheinungen kann als Ursache der Gleitung einzelner Körner gegen einander und der des-

¹⁾ Boris Weinberg, Notiz über den Einfluß der Temperatur auf die innere Reibung in festen Körpern (russ.). Ann. d. Univ. Odessa. 102 S. 159, 1906.

wegen eintretenden anomal großen Torsionsgeschwindigkeiten bei meinen Versuchen angesehen werden.

Wenn man diese Phasen der Torsion vernachlässigt, wie ich es bei Berechnung von Formel (1) gemacht habe, so kann man hoffen, daß die aus diesen Versuchen erhaltenen Werte von η nahe denjenigen liegen, welche den natürlichen Verhältnissen der Bewegung des Eises in Gletschern entsprechen und die Erscheinung der „trockenen“ und „nassen“ inneren Reibung en bloc ausdrücken. Diesen Werten sollte einerseits, die Gleichheit der geometrischen Bedingungen des Bettes vorausgesetzt, die Scherungswinkelgeschwindigkeit des Eises umgekehrt proportional sein; und andererseits sollten aus den geometrischen und kinematischen Daten der Eisbewegung dieselben Werte von η berechnet werden können, wenn diese Bewegung als eine Folge dieser inneren Reibung — in allgemeinerem Sinne des Wortes — betrachtet werden kann.

II. Theoretischer Teil.

§ 1. Alle aufgestellten Theorien der Bewegung des Eises in Gletscherbetten kann man gruppieren

- a) nach den Kräften, welche als Ursachen der Bewegung angesehen werden;
- b) nach dem Charakter der Bewegung, welche dem Eise zugeschrieben wird;
- c) nach der physikalischen Erklärung jener Eigenschaft des Eises, welche seine Bewegung ermöglicht.

Was die Kräfte betrifft, welche die Bewegung des Eises hervorrufen, so wandten sich einige frühere Theorien an die Kräfte, welche beim Gefrieren des Wassers wegen der Volumvergrößerung eintreten. Später erfuhren diese Theorien eine Wiederbelebung in einer veränderten Form, indem man als Ursache der Bewegung das Anwachsen der Gletscherkörner auf Rechnung des Infiltrationswassers annahm. Jetzt aber schreibt man gewöhnlich die Bewegung des Eises ausschließlich der Wirkung der Schwerkraft zu.

Über den Charakter der Bewegung des Eises war die Meinung der Verteidiger einer Gruppe von Theorien die, daß das Eis sich als ein starrer Körper bewegt, ohne seine Form zu verändern. Die Verteidiger anderer Theorien, der Strömungstheorien, stellten diesen Gleitungstheorien die Annahme gegenüber, daß die Bewegung des Eises in Gletschern analog der Bewegung des Wassers in Flüssen sei. Mehr oder weniger genaue Messungen entschieden diesen Streit unwiderleglich

gegen die ersteren Theorien: das Eis bewegt sich nicht wie ein undeformierbarer starrer Körper. Doch ist die Frage nach der Bodengeschwindigkeit des Eises bisher ganz unbeantwortet geblieben: man kann nur bestimmt sagen, daß dieselbe nicht gleich Null ist, wie das deutlich die Gletscherschliffe anzeigen; aber unmittelbare Messungen dieser Geschwindigkeit fehlen noch vollständig.

So ist jetzt allgemein anerkannt, daß das Eis in Gletschern unter der Wirkung der Schwerkraft fließt und zwar analog einer zähen Flüssigkeit. Die Möglichkeit eines solchen Fließens bei einem in gewöhnlichem Sinne des Wortes starren Körper, wie Eis, wird auf verschiedene Weise erklärt.

Die einen Autoren hielten sich, um die Plastizität des Eises zu erklären, an die Erscheinung der Erniedrigung der Schmelztemperatur des Eises bei der Erhöhung des Druckes und an die Erscheinung der Regelation; andere wollten die Hauptursache der Beweglichkeit des Gletschereises in der körnigen Struktur desselben sehen und nahmen an, daß das Schmelzen und die Regelation hauptsächlich an den Grenzflächen der Körner eintreten. Eine dritte Gruppe hält solche „nasse“ Plastizität für überflüssig und nimmt im Eise eine „trockene“ Plastizität derselben Art an, wie sie Metalle bei Temperaturen besitzen, die weit von der Schmelztemperatur liegen. Wieder andere schrieben die Beweglichkeit nicht dem Eise selbst, sondern hauptsächlich den Staublagen zu, welche die Schichtung erkennen lassen.

Der noch nicht beendete Streit zwischen den Verteidigern aller dieser Theorien ist, obwohl er großes wissenschaftliches Interesse darbietet, für die Konstruktion einer mathematischen Theorie gar nicht wesentlich. Eine solche Theorie braucht wirklich nur die Ursache der Bewegung des Eises, die Schwerkraft, mit den Resultaten der Wirkung derselben, den Geschwindigkeiten verschiedener Punkte, mittelst der Werte des Koeffizienten der inneren Reibung des Eises zu verbinden, und dieser Koeffizient muß nur eine numerische Charakteristik der Plastizität des Eises sein, unabhängig von der einen oder anderen physikalischen Erklärung dieser Eigenschaft.

§ 2. Die existierenden mathematischen Theorien der Gletscherbewegung sind in manchen Richtungen unvollständig. O d i n ¹⁾ hat die Frage nach der Bewegung einer zähen inkompressibelen Flüssigkeit in einem geneigten Kanal mit flachen Wänden und von konstantem rechtwinkligem Querschnitt unter der Wirkung der Schwerkraft und

¹⁾ A. O d i n, Essai d'une application des principes de la mécanique à l'écoulement des glaciers. Bull. Soc. Vaud. d. sc. nat. (3) 27 p. 33, 1888.

eines konstanten Druckes, welcher willkürlich über den Querschnitt verteilt ist, gelöst. Doch war die Lösung so verwickelt, daß der Verfasser den Druck gleichmäßig verteilen und die Randreibung gleich Null annehmen mußte. Ohne letztere Beschränkung kann man nach Odin's Meinung die Lösung nicht auf den Gletscher anwenden. Mit dieser Beschränkung aber verliert die allgemeine Lösung des Verfassers allen Nutzen.

Odin strebte nach einer Integration der Differentialgleichungen der Bewegung ohne die Resultate mit den Beobachtungen zu vergleichen. L. de Marchi¹⁾ benutzt im Gegensatz dazu fast ausschließlich die Differentialgleichungen und macht Anwendungen auf die wirklichen Gletscher. Die von ihm eingeführten Verallgemeinerungen (Kompressibilität der Flüssigkeit, Existenz des zweiten Koeffizienten der inneren Reibung) hat er jedoch in der endgültigen Gleichung ausgeschlossen. Um einen numerischen Wert für η zu erhalten, berechnet Marchi die Werte von zweiten Differentialquotienten der Geschwindigkeit in der Richtung der Länge des Gletschers, der Breite und der Tiefe, $\frac{\partial^2 v}{\partial x^2}$, $\frac{\partial^2 v}{\partial y^2}$ und $\frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$, nach den Daten, die an verschiedenen Gletschern gewonnen wurden, und bekommt auf diese Weise $\eta = 10^{11}$ bis $10^{12} \frac{\text{gr}}{\text{cm} \cdot \text{sec}}$. Aus der Koinzidenz dieses Wertes mit dem, welchen de Marchi aus den Versuchen von Mc Connell und Kidd²⁾ ableitete, schloß der Verfasser, daß „die Bewegung der Oberfläche eines Gletschers genügend erklärt wird (*è sufficientemente spiegato*) durch die Theorie der zähflüssigen Bewegung“. Dieser Schluß war etwas voreilig, da dieses Zusammenfallen nur von einem Fehler in den Einheiten bei der letzten Berechnung herrührte: de Marchi hat wegen der Weglassung von g für η 10^{11} bis 10^{12} anstatt 10^{14} bis 10^{15} bekommen.

Die Grundlagen dieser zwei physikalischen Theorien sind richtig. Ebenso richtig ist die Grundlage der Theorie von Finsterwalder³⁾, welche aber einen ganz anderen, rein kinemati-

¹⁾ L. de Marchi, L'attrito interno nel movimento dei ghiacciai. Rendic. Ist. Lombardo. (2) 30. p. 284, 1897.

²⁾ Mc Connell and D. Kidd, On the Plasticity of Glacier and other Ice. Proc. Roy. Soc. Lond. 44 p. 331, 1888.

³⁾ S. Finsterwalder, Der Vernagtferner, seine Geschichte und seine Vermessung in den Jahren 1888 und 1889. Wiss. Ergänzungshefte zur Zeits. d. D. u. Ö. Alpenvereins. Heft 1, 1897.

schen Charakter hat. Finsterwalder betrachtet die Bewegung des Eises als eine stationäre und stetige Strömung, gibt verschiedene Mittel an, um aus der Bewegung der Oberfläche und aus den Werten von Ablation und Akkumulation den Verlauf der Stromlinien zu verfolgen, macht aber dazu eine nicht erwiesene und wahrscheinlich nicht der Erfahrung entsprechende Annahme über die „äquivalente Abbildung“ der Geschwindigkeiten in verschiedenen Querschnitten des Gletschers. Sogar mit dieser supplementären Annahme läßt diese Theorie — wegen ihres kinematischen Charakters — nur die Verhältnisse der Geschwindigkeiten in verschiedenen Punkten voraussagen, nicht aber die absoluten Werte derselben.

An die Theorie von Finsterwalder knüpft der Versuch von Blümcke und Hess¹⁾ an, diese Betrachtung durch die teils theoretischen, teils experimentellen Formeln zu stützen, mit welchen sich die moderne Hydrodynamik bei der Erforschung der Strömungen des Wassers in Flüssen, Kanälen und Röhren, wo die Wirbelbewegungen die Hauptrolle spielen, begnügt. Blümcke und Hess haben versucht, die von ihnen nach der Theorie von Finsterwalder berechneten mittleren Geschwindigkeiten durch die Formel von Eytelwein auszudrücken; aber der Erfolg kann nicht als ein großer bezeichnet werden.

An dieselbe Theorie knüpft auch die Berechnung von η , welche Hess²⁾ auf Grund der von ihm und Blümcke berechneten Werte der mittleren Querschnittsgeschwindigkeit, der mittleren Bodengeschwindigkeit und der mittleren Tiefe des Hintereisferrers ausführte. Hess hat die Proportionalität von η und der Zeit des Versuches gefunden und extrapoliert die Werte von η , die er an Mischungen von Schnee und Sand aus den Versuchen, welche 25 Minuten bez. 7 Stunden dauerten, abgeleitet hat, für einen Zeitraum von 1 Jahr. Als Kriterium für die Wahrscheinlichkeit dieser extrapolierten Werte von η , 10^{16} — 10^{17} , benutzt Hess die praktisch möglichen Werte des Koeffizienten der äußeren Reibung zwischen Eis und Fels, welche sich ergeben, wenn man die Kraft der inneren Reibung in einer rechtwinkligen Masse des Eises, die der Geschwindigkeitsgradient hat, welcher aus den obenerwähnten mittleren Geschwindigkeiten und der entsprechenden Tiefe folgt, mit dem Gewicht dieser

¹⁾ A. Blümcke und H. Hess, l. c.

²⁾ H. Hess, Elastizität und innere Reibung des Eises. Ann. d. Phys. (5) 8 p. 405, 1902.

Masse vergleicht. Diese Berechnung ist zu wenig unmittelbar, als daß derselben ein großes Gewicht zugeschrieben werden könnte.

§ 3. Für die Aufstellung einer physikalischen Theorie der Gletscherbewegung ist es wichtig, die Frage über die Bewegung einer schweren, inkompressibelen, zähen, nicht gleitenden Flüssigkeit in einem geneigten Kanale mit Geschwindigkeiten, welche kleiner als die kritischen sind, zu lösen. Leider sind zahlreiche Arbeiten, welche das Strömen der Flüssigkeiten in Kanälen betreffen, nicht für die Lösung dieser Frage anwendbar, weil alle diese Arbeiten mit einziger Ausnahme der oben erwähnten Arbeit von Odin nicht den idealen Fall einer so langsamen Bewegung betrachten, daß Wirbelbewegungen unmöglich sind, sondern dem realen Fall der Wasserbewegung in Kanälen und Flüssen, wo die Geschwindigkeiten größer als die Kritische sind und der Einfluß der Wirbel an erster Stelle steht, nahe zu kommen suchen.

Doch die Frage über das Strömen einer zähen Flüssigkeit in einem Kanale kann leicht mit der Frage über das Strömen in einer Röhre verbunden werden, welche für eine Anzahl von Querschnittformen gelöst ist.

Es sei eine Röhre angenommen, welche eine prismatische oder zylindrische Form hat und gegen den Horizont unter dem Winkel α geneigt ist; es sei ihre Länge sehr groß im Vergleich zu den Querdimensionen; es ströme die Flüssigkeit ausschließlich unter der Wirkung der Schwerkraft; es sei ferner der Koeffizient der äußeren Reibung unendlich groß im Vergleich zu dem der inneren Reibung und es sei endlich die Bewegung schon stationär und die Geschwindigkeiten kleiner als die kritische.

Dann muß die Geschwindigkeit v im Punkte xyz , wenn die Achse XX parallel den Erzeugenden der Röhre ist, eine Funktion von y und z sein, welche der Gleichung

$$-\eta \left(\frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) = \rho g \sin \alpha \quad (1)$$

wo ρ die Dichtigkeit der Flüssigkeit bedeutet, genügt, unter der Bedingung

$$v = 0 \quad (2)$$

für alle Punkte der innern Oberfläche der Röhre.

Nehmen wir an, daß die Kontur $ABCD$ (Fig. 1) des Querschnittes der Röhre eine oder mehrere Symmetrieachsen hat; machen wir eine von diesen Achsen zur Achse YY (wenn noch eine Symmetrieachse vor-

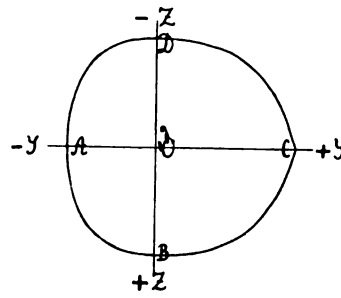
handen ist, welche mit dieser einen rechten Winkel bildet, so sei diese die Achse ZZ) und drehen wir die Röhre so, daß die Achse YY horizontal wird.

Wegen der Symmetrie zur Achse YY haben wir

$$v(x, y, z) = v(x, y, -z); \quad \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)_{z=0} = 0 \quad (3)$$

Da die Kraft der inneren Reibung, welche auf das Element $dx dy$ wirkt, gleich $-\eta \frac{\partial v}{\partial z} dx dy$ ist, so ist nach (3)

diese Kraft gleich Null für alle Elemente der Ebene $z = 0$, d. h. der Ebene, welche die Rohrachse und die Achse YY enthält. Folglich hat die Flüssigkeit in dem oberen Teile des Rohres, welcher der Hälfte $ADCO$ des Querschnittes entspricht, keine Wirkung auf die Bewegung der Flüssigkeit in der unteren Hälfte $ABCO$.



Figur 1.

In dieser Weise bekommen wir folgenden Satz: „Wenn die Geschwindigkeiten aller Punkte einer schweren, inkompressibelen, zähen, nicht gleitenden Flüssigkeit, welche unter der Wirkung der Schwerkraft längs eines Kanals mit geradlinigen und unter dem Winkel α zum Horizont geneigten Erzeugenden und mit gleichem Profil der ganzen Länge nach fließt, kleiner sind als die kritische, so sind diese Geschwindigkeiten gleich den Geschwindigkeiten entsprechender Punkte derselben Flüssigkeit, die unter der Wirkung der Schwerkraft längs eines Rohrs mit geradlinigen und unter demselben Winkel geneigten Erzeugenden und mit einer Querschnittskontur fließt, welche der ganzen Länge nach gleich ist und durch das Zulegen des Spiegelbildes des Profils unseres Kanals über dem Niveau der freien Flüssigkeitsoberfläche zu diesem Profil erhalten wird.“

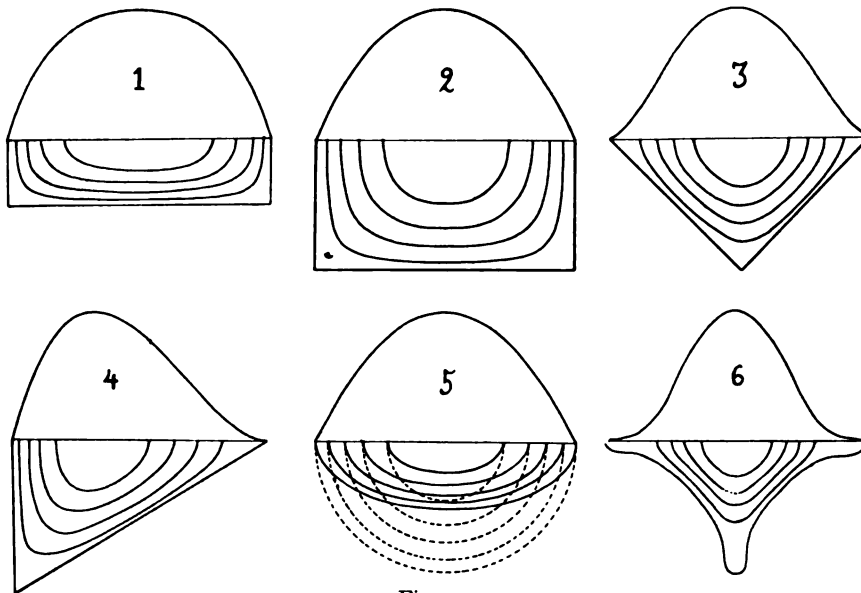
Die Richtigkeit dieses Satzes ersieht man auch aus dem Zusammenfallen der Gleichungen (1), (2) und (3) mit den Bedingungen, welchen die Strömung in einem solchen Kanale gehorchen muß;

$$-\eta \left(\frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) = \rho g \sin \alpha \quad |AOCB| \quad (4)$$

$$v = 0 \quad |ABC| \quad (5)$$

$$\frac{\partial v}{\partial z} = 0 \quad |AOC| \quad (6)$$

Der Vorzug des Rohrproblems in mathematischer Hinsicht gegenüber dem Kanalproblem besteht in der Gleichheit der Oberflächenbedingungen in allen Punkten: im Falle des Kanals wird diese Bedingung auf der freien Oberfläche und auf der Berührungsoberfläche mit den Wänden des Kanals verschieden. Das Rohrproblem ist schon für eine Anzahl verschiedener Querschnitte gelöst ¹⁾; folglich ist das Kanalproblem für alle Profile, welche man durch Zerschneidung dieser Profile mit einer der Symmetrieachsen erhält, ebenfalls gelöst.



Figur 2.

Fig. 2 gibt die Verteilung von Geschwindigkeiten für eine Reihe von Profilen: es sind nämlich die Linien gezeichnet, für welche die Geschwindigkeit gleich 0.2, 0.4, 0.6 und 0.8 der maximalen Geschwindigkeit ist.

Die Linien, welche über dem Niveau der freien Oberfläche dargestellt sind, geben die Verteilung der Oberflächengeschwindigkeiten, ebenfalls in Prozents der maximalen Geschwindigkeit. Für eine Halbellipse mit den Halbachsen b und c ist die Geschwindigkeit im Punkt xy gleich

$$v = \frac{\rho g \sin \alpha}{2 \eta} \cdot \frac{b^2 c^2}{b^2 + c^2} \left(1 - \frac{y^2}{b^2} - \frac{z^2}{c^2} \right) \quad (7)$$

¹⁾ L. Graetz, Über die Bewegung von Flüssigkeiten in Röhren. Zeits. f. Math. u. Phys. 25 p. 316 und 375. 1880.

und deshalb haben wir bei $z = 0$

$$\frac{v}{v_{max}} = 1 - \frac{y^2}{b^2}, \quad (8)$$

d. h. die Verteilung der Oberflächengeschwindigkeiten ist vom Verhältnisse der Halbachsen unabhängig.

Wir können noch bemerken, daß das Kanalproblem auch für jedes Profil gelöst ist, welches einer der Linien gleicher Geschwindigkeit entspricht. Denn wenn wir uns von allen Geschwindigkeiten die Geschwindigkeit, welche alle Punkte dieser Linie haben, subtrahieren, so bekommen wir die Geschwindigkeit in einem Kanale, dessen Profil mit dieser Linie zusammenfällt, da eine solche Subtraktion der Annahme eines Starrwerdens desjenigen Teiles der Flüssigkeit entspricht, welcher zwischen dem ursprünglichen und dem jetzigen Profile eingeschlossen ist.

§ 4. Betrachten wir jetzt die Bewegung eines stationären Gletschers, d. h. eines Gletschers, in welchem die Menge des jährlich zur Zunge kommenden Eises der Menge des jährlich abschmelzenden Eises gleich ist. Machen wir die Annahme, daß die Bewegung des Eises der Strömung einer zähen inkompressibelen Flüssigkeit mit Geschwindigkeiten, welche kleiner als die kritische sind, analog ist.

Der letzte Zusatz ist ganz berechtigt; denn wenn wir für die Bewegung des Eises in einem Rohr von Durchmesser d die Formel von Reynolds

$$v_c = 26 \frac{\eta}{\rho d} \quad (9)$$

für die kritische Geschwindigkeit anwenden, bekommen wir für diese Geschwindigkeit Werte, welche die Lichtgeschwindigkeit überschreiten, sofern d von der Ordnung der mittleren Tiefe des Eises im Hintereisferner ist. Das Rohr, in welchem bei derselben Neigung — die Anwendbarkeit der Formel (9) vorausgesetzt — die kritische Geschwindigkeit eintreten würde, hätte einen Durchmesser von der Ordnung des Durchmessers der Erde. In dieser Weise ist die Möglichkeit der Eiswirbel als ausgeschlossen zu betrachten.

Dann muß für jeden Punkt im Innern des Gletschers folgende Gleichung erfüllt sein

$$-\eta \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) = \rho g \sin \alpha - \frac{\partial p}{\partial x}, \quad (10)$$

wenn p der Druck, α die Neigung der Stromlinien gegen den Horizont ist und die Axe XX mit der Richtung dieser Linien zusammenfällt.

Auf der Oberfläche muß sein

$$\frac{\partial v}{\partial N} = 0, \quad (11)$$

wo N die Richtung der Normale zu der Oberfläche bedeutet, und am Boden muß sein

$$f_e = f_i = -\eta \frac{\partial v}{\partial N}, \quad (12)$$

wo f_e die Kraft der äußeren Reibung, f_i die Kraft der inneren Reibung bedeutet, beide auf die Einheit der Bodenoberfläche berechnet.

Was die Kraft f_e betrifft, so können wir, da die Gesetze der Reibung zwischen Fels und Eis, welches die Schmelztemperatur hat, vollständig unbekannt sind, nur sagen, daß

$$f_e = \psi(p, v_f), \quad (13)$$

wo ψ eine Funktion ist, welche mit dem Drucke p und der Bodengeschwindigkeit v_f wächst. Als erste Annäherung nehmen wir an, daß

$$f_e = \lambda p v_f = \lambda \rho g H v_f, \quad (14)$$

wo H die Tiefe des Eises im entsprechenden Punkte ist. Dieselbe Hypothese ist auch von Odin benutzt.

Anderseits ist die Größe $\frac{\partial v}{\partial N}$ auch vollständig unbekannt, besonders für den Boden des Gletschers. Wenn wir zulassen, daß die Strömung des Eises denselben Gesetzen wie die Strömung einer zähen Flüssigkeit gehorcht, so können wir — auch als erste Annäherung — annehmen

$$\left(\frac{\partial v}{\partial N}\right)_{h=H} = -a H; \quad (15)$$

denn für einen Kanal mit ebenem und im Vergleich mit der Tiefe ziemlich breitem Boden und für die zentralen Teile eines halbelliptischen Kanals ist das Gesetz der Veränderung der Geschwindigkeit mit der Tiefe h (vgl. (8)) nahezu durch den Ausdruck

$$v_h - v_H = \frac{a}{2}(H^2 - h^2) \quad (16)$$

gegeben.

Aus (12), (14) und (15) bekommt man

$$\lambda \rho g H v_f = \eta a H, \quad (17)$$

$$v_f = \frac{\eta a}{\lambda \rho g} = \text{const.} \quad (18)$$

In dieser Weise kann man in erster Annäherung behaupten, daß die Bodengeschwindigkeit des Eises für alle Punkte des Bettes gleichgroß ist.

Subtrahieren wir jetzt diese gemeinsame Geschwindigkeit von allen Geschwindigkeiten; die Unterschiede werden dann die relativen Geschwindigkeiten gegen die Bodenschichten bedeuten. Da alle Differentialquotienten, welche in (10) und (11) eintreten, durch diese Subtraktion keine Änderung erleiden, so ist leicht zu ersehen, daß die relativen Geschwindigkeiten keine Änderung erleiden werden, wenn wir $\lambda = \infty$, d. h. $v_f = 0$ annehmen.

Unter diesem Gesichtspunkte gleitet gleichzeitig das Eis längs des Bodens wie ein starrer Körper und deformiert sich bei dieser Bewegung wie eine zähe Flüssigkeit. Das Problem über das Fließen von Eis in einem Gletscherbette fällt dann mit dem Probleme über die Strömung einer zähen nicht gleitenden Flüssigkeit in einem ähnlichen Kanale, — mit dem Probleme, welchem § 3 gewidmet ist, — zusammen.

Wenn die Tiefe des Eises und die Form des Bettquerschnittes auf einer ziemlich langen Strecke gleich sind, so kann man

$$\frac{\partial v}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial p}{\partial x} = 0 \quad (19)$$

annehmen. Dann fällt die Gleichung (10) mit (4) zusammen und es gibt jedes von den Diagrammen der Fig. 2 die annähernde Verteilung der Geschwindigkeiten im Innern und auf der Oberfläche der Gletscher wieder, für welche das Querprofil des Bettes nicht viel von den in Fig. 2 gezeichneten Profilen abweicht.

§ 5. Wir gehen jetzt zu einer Vergleichung der oben entwickelten Erörterungen mit den Erfahrungsdaten über. Eine solche Vergleichung ist wesentlich durch den Umstand erschwert, daß wir uns bis jetzt in demselben Verhältnisse zu der Bewegung in Gletschern befinden, in welchem die Meteorologen zu den Bewegungen in der Atmosphäre vor der Erforschung der oberen Schichten derselben waren: wir kennen nur — und das nur für eine sehr beschränkte Zahl von Gletschern — die Verteilung der Oberflächengeschwindigkeiten. Nur für einen Gletscher — den Hintereisferner — ist uns die Form des Bettes und die Tiefe des Eises, und auch hier nur in einem Querschnitte, dank den unermüdlichen Arbeiten von Blümcke und Hess¹⁾, bekannt.

¹⁾ A. Blümcke und H. Hess, Tiefbohrungen am Hintereisferner. Mitt. d. D. u. Ö. Alpenvereins, No. 4, 1905.

Für eine Vergleichung der Erfahrung mit unserer Theorie ist es notwendig, die Bodengeschwindigkeit von allen Geschwindigkeiten zu subtrahieren. Da die Bodengeschwindigkeit ganz unbekannt ist, so wollen wir uns mit der Randgeschwindigkeit, welche derselben nach unserer Hypothese gleich ist, begnügen. Die Bestimmung der Randgeschwindigkeit aus Beobachtungen ist auch in gewissem Maße illusorisch, wie H e s s angedeutet hat.¹⁾ In manchen Fällen fehlt aber die Bestimmung der Randgeschwindigkeit ganz, so daß man dieselbe durch eine graphische Extrapolation zu finden gezwungen ist. Solch eine graphische Extrapolation, eine Verfolgung der Kurve, welche die Änderung der Geschwindigkeit von der Mitte des Gletschers zum Rande wiedergibt, bis zum Rande selbst, kann in mehrfacher Weise gemacht werden. Der hauptsächlichste Unterschied besteht darin, daß man diese Kurve entweder ohne Wendepunkt oder mit Wendepunkt²⁾ bis zum Rande herabzieht, d. h. ob man annimmt, daß der Gradient der Geschwindigkeitsverminderung von derselben Größe bleibt oder sogar der absoluten Größe nach wächst, oder ob man annimmt, daß dieser Gradient sich verkleinert. Je nach der einen oder anderen Annahme erhält man bei der Extrapolation wesentlich andere Werte für die Randgeschwindigkeit.

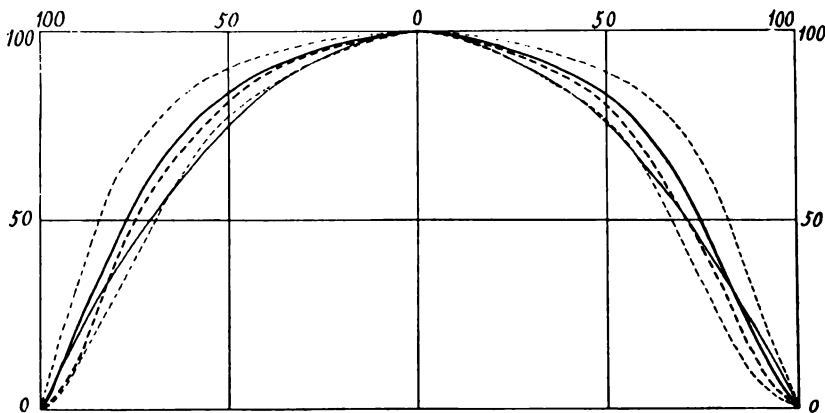
Deswegen habe ich in den mir in liebenswürdiger Weise von Herrn Dr. H. Hess³⁾ mitgeteilten Daten über die Verteilung der Oberflächengeschwindigkeit die Randgeschwindigkeit, wo dieselbe fehlte, auf zweierlei Weise bestimmt, das eine Mal ohne Wendepunkt der Kurve, ein zweites Mal mit Wendepunkt, und alle weiteren Berechnungen auch zweifach durchgeführt. Alle Entfernungen von der Mitte des Gletschers hat Herr Hess in Prozentsen der Entfernung von der

1) „Das Stranden der Bewegungslinien zeigt aber des weiteren, daß die Messung der eigentlichen Randgeschwindigkeit, also der Verschiebung, welche Randpunkte des Eises in gewissen Zeiträumen erfahren, praktisch unmöglich ist. Bleibt man ganz am Rande, so werden immer andere Bewegungslinien als die ursprünglichen in den Kreis der Beobachtung gezogen; geht man vom Rande etwas ab, so hat man schließlich die Geschwindigkeit, mit der das Eis gegen den Rand hin bewegt ist, aber nicht die eigentliche Randgeschwindigkeit.“ H. H e s s, Die Gletscher. Braunschweig, Vieweg, 1904, p. 138.

2) „Die Wendepunkte in der Kurve der durchbogenen Steinlinie sind eine so allgemeine Eigenschaft, daß der Gedanke, die Konchoidenform der Kurve sei durch die Eigentümlichkeiten des Gletscherbettes bedingt, nicht direkt abzuweisen ist.“ H. H e s s, Die Gletscher, p. 124.

3) Ich möchte hier ihm und Herrn Dr. A. Blümcke meinen herzlichsten Dank für die vielen Liebenswürdigkeiten, welche alle Umstände meines Hintereisfernerunternehmens und der Folgerungen desselben begleiteten, aussprechen.

Mitte zum Rand ausgedrückt, alle Geschwindigkeiten in Prozenten der maximalen Geschwindigkeit in der Mitte des Gletschers. Ich habe in ähnlicher Weise alle relativen Geschwindigkeiten in Prozenten der maximalen relativen Geschwindigkeit ausgedrückt und aus den Ordinaten, welche nahezu gleichen Entfernungen von der Mitte des Gletschers in den 18 in dieser Weise erhaltenen Kurven entsprachen, Mittelwerte berechnet. Die 18 Kurven beziehen sich auf folgende Gletscher: Unteraargletscher (2 Ufer), Hüfigletscher, Hochjochferner, Vernagtferner, Guslarferner, Gepatschferner (2 Ufer), Mikagletscher (2 Ufer), Suotas-Gletscher, Hintereisferner (Mittelwert aus 8 Steinlinien), Rhone-Gletscher (2 Ufer) und Mer de Glace bei Echelets, bei Montanvert (2 Ufer) und beim Mauvais Pas.



Figur 3.

Die auf Grund der erwähnten Mittelwerte entstandene Kurve ist in Fig. 3 als eine dicke stetige Linie gezeichnet; die dicke unterbrochene Linie bezeichnet die Kurve, welche die Mittelwerte für 8 schwach geneigte Gletscher (d. h. die ersten 8 der oben erwähnten) darstellt. Durch die beiden dünnen unterbrochenen Linien habe ich für erstere Linie die mittleren Abweichungen der einzelnen Daten von dem entsprechenden Mittelwerte bezeichnet. Die dünne stetige Linie stellt die parabolische Verteilung dar, welche einem halbelliptischen Profile (siehe (8)) entsprechen würde. Die rechte Seite der Fig. 3 entspricht den relativen Geschwindigkeiten, welche unter der Annahme der kleineren Randgeschwindigkeiten (ohne Wendepunkt), die linke Seite — unter der Annahme der größeren Randgeschwindigkeiten (mit Wendepunkt) erhalten werden.

Der Umstand, daß die Linie für schwach geneigte Gletscher schon auf der linken Seite der Fig. 3 einen Wendepunkt hat, gibt der rechten Seite einen Vorzug gegenüber der linken. Wenn wir einen Blick auf die Fig. 2 werfen, so sehen wir, daß solch' ein Wendepunkt in der Kurve der Oberflächengeschwindigkeiten dann eintritt, wenn die Wände des Kanals mit der Vertikale einen Winkel bilden oder auch einen Wendepunkt haben. Deshalb können wir aus Fig. 3, wenn die in § 3 entwickelte Theorie richtig ist, schließen, daß ein *t y p i s c h e s* Profil des Gletscherbettes einer Halbellipse mit geneigten Rändern¹⁾ und etwas abgeplattetem Boden ähnlich sein muß. Es ist selbstverständlich, daß es sich nur um den *T y p u s* handelt, weil die einzelnen Gletscher sich sehr voneinander unterscheiden: der mittlere Wert von *v* z. B. für die Entfernung *d* von der Mitte gleich 0.79 ist gleich $0.39 \overline{+} 0.18$ mit den Extremen 0.10 (Gepatsch) und 0.71 (Hintereis). Solch eine Form des Bettes ist ziemlich wahrscheinlich, wie man es auch aus den Betten ehemaliger Gletscher (abgesehen von der Vertiefung, welche der Gletscherbach gemacht hat) schließen kann. Wir geben in der Tabelle I die numerischen Daten, welche die Vergleichung der Erfahrungsdaten mit der theoretischen Verteilung für einfachste Fälle (No. 1, No. 5 und No. 3 auf Fig. 2) erleichtern.

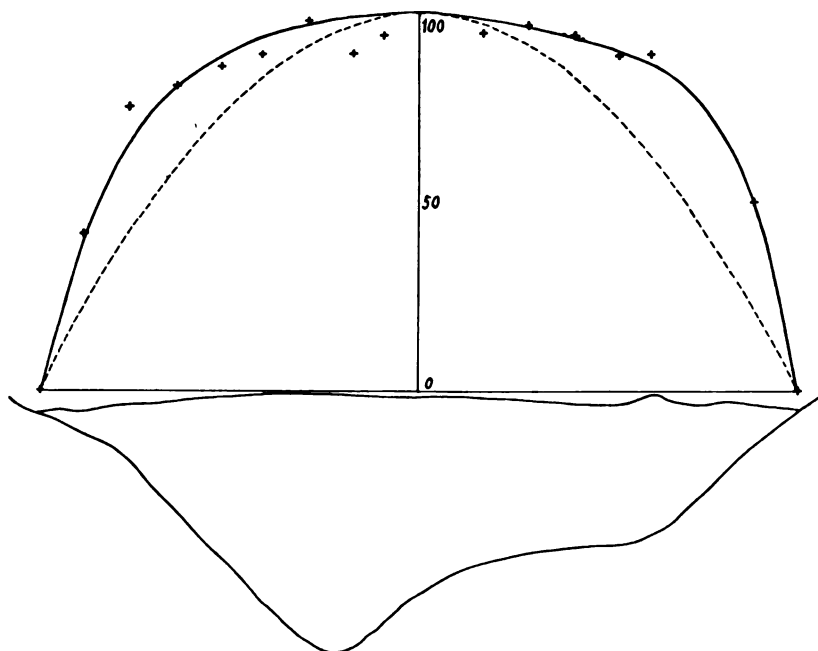
Tabelle I.

Entfernung <i>d</i> von der Mitte	0.00	0.10	0.20	0.30	0.40	0.50	0.60	0.70	0.80	0.90	1.00
Alle 11 Gletscher	1.00	0.99	0.97	0.93	0.89	0.83	0.73	0.58	0.38	0.17	0.00
8 schwach geneigte Gletscher..	1.00	0.99	0.96	0.92	0.87	0.80	0.68	0.51	0.32	0.11	0.00
Kanal von rechtwinkligem Querschnitt	1.00	0.99	0.98	0.95	0.91	0.85	0.77	0.65	0.50	0.28	0.00
Kanal von halbelliptischem Querschnitt	1.00	0.99	0.96	0.91	0.84	0.75	0.64	0.51	0.36	0.19	0.00
Kanal von dreieckigem Querschnitt	1.00	0.98	0.93	0.85	0.74	0.62	0.47	0.32	0.18	0.07	0.00

Für den einzigen Gletscher, für welchen die Form des Bettes bekannt ist, den Hintereisferner, ist diese Form zu unregelmäßig, um eine unmittelbare Vergleichung zu gestatten. Wenn wir deshalb aus Fig. 4, welche für diesen Gletscher die Verteilung der Oberflächengeschwindigkeiten und die Form des Bettprofils gibt, keine direkte Be-

¹⁾ Das Vorhandensein der Wendepunkte widerspricht der Annahme von *O d i n*, daß der Einfluß der Ränder verschwindend klein sei, und zeigt, daß die Neigung der Ränder, wie *H e s s* (siehe Anm. 3) richtig meint, eine Eigentümlichkeit des Gletscherbettes ist.

stätigung unserer Theorie ziehen können, so finden wir doch auch keinen Widerspruch mit derselben, weil die Zunahme der Geschwindigkeit im Vergleich mit der parabolischen Verteilung an den Stellen stattfindet, wo Vertiefungen des Bettes vorhanden sind.



Figur 4.

Um nicht nur die Verhältniszahlen der Geschwindigkeiten in Betracht zu ziehen, sondern auch die absoluten Werte derselben, müssen wir erst auf die Frage des Wärmegleichgewichtes eines Gletschers eingehen.

§ 6. Für diese Frage ist besonders die von Blümcke und Hess festgestellte Tatsache wichtig, daß in jedem Punkte des Gletschers jene Temperatur herrscht, welche der Schmelztemperatur des Eises unter den dortigen Druckverhältnissen entspricht. Blümcke und Hess haben die in der Tiefe h (Meter) beobachteten Temperaturen $t_{\text{beob.}}$ ($^{\circ}\text{C.}$) mit den Schmelztemperaturen $t_{p\text{ Eis}}$, welche dem Drucke des Eises entsprechen, verglichen und aus den kleinen Abweichungen Δ_1 (Tabelle II) geschlossen, daß „der Druck an den einzelnen Stellen im Gletscher nicht nur gleich dem der vertikal darüber lastenden Eismassen ist, sondern daß auch noch Komponenten anderer, aus der Bewegung resultierender

Druckkräfte in Betracht kommen.“¹⁾ Es ist aber meiner Meinung nach richtiger, die beobachteten Temperaturen mit den Schmelztemperaturen des Eises — $t_{p \text{ Wasser}}$ — welche dem Drucke einer W a s s e r säule von derselben Höhe entsprechen, zu vergleichen, weil die Bohrlöcher mit W a s s e r gefüllt waren. Dann sind die Abweichungen Δ_2 noch kleiner und es wird die Annahme von anderen Druckkomponenten vielleicht überflüssig.

Tabelle II.

h	$t_{\text{beob.}}$	$t_{p \text{ Eis}}$	Δ_1	$t_{p \text{ Wasser}}$	Δ_2
18	—0'012	—0'012	+0'000	—0'013	+0'001
30	—0'023	—0'020	—0'003	—0'022	—0'001
42	—0'038	—0'027	—0'011	—0'030	—0'008
54	—0'046	—0'035	—0.011	—0'039	—0'007
66	—0'055	—0'043	—0'012	—0'048	—0'007
82	—0'062	—0'054	—0'008	—0'060	—0'002
78	—0'062	—0.051	—0'011	—0'057	—0'005
148	—0'137	—0'097	—0'040	—0'107	—0'030

Die Messungen von Bl ü m c k e und H e s s sind auch in der Richtung interessant, daß das Wasser in den Bohrlöchern während zweier Wochen nicht gefroren ist. Diese Tatsache hat Bl ü m c k e ganz richtig durch den infolge des spezifischen Gewichtes größeren Druck des Wassers gegenüber dem des Eises und durch das daraus folgende Schmelzen des Eises erklärt.

Man kann den Gedankengang des Verfassers weiter verfolgen und behaupten, daß, wenn einmal eine Gletscherspalte sich mit Wasser bis oben füllt, das Eis in unteren Teilen der Spalte beständig schmelzen, das Wasserniveau sinken und das Wasser nur oben, wo die Temperatur des Eises unter 0° ist, gefrieren wird. Dann wird derselbe Prozeß weiter gehen: das eingeschlossene Wasser wird oben gefrieren und unten das Eis zum Schmelzen bringen und in dieser Weise wird diese Wassermenge immer tiefer sinken und sinken. Eine Wasserblase von 1 cm Durchmesser wird, wenn wir nur die Wärmeleitungsfähigkeit des Eises in Betracht ziehen, eine Geschwindigkeit von der Ordnung 10^{-3} cm pro Jahr haben. Die Geschwindigkeit des Sinkens solch einer Wasserblase, welches durch das Übergewicht des Wassers verursacht und durch die innere Reibung des Eises ermöglicht ist, ist viel kleiner, nemlich von der Ordnung 10^{-5} cm pro Jahr.²⁾

¹⁾ A. Blümcke und H. Hess in Wiss. Erghefte d. D. u. Ö. Alpenver. 2 p. 73, 1899.

²⁾ Die Ordnung der entsprechenden Geschwindigkeiten des Steigens einer Luftblase von denselben Dimensionen ist 10^{-2} bez. 10^{-4} cm pro Jahr.

Diese Geschwindigkeiten sind für kleinere Wassermengen viel kleiner und entschieden zu klein, um die Menge des Wassers, welche durch die innere Reibung des Eises entsteht, hinunter zu lassen. Für den Querschnitt des Hintereisferners, welchen Fig. 4 darstellt, ist diese Menge im Durchschnitt gleich $1 \cdot 10^{-3} \%$ pro Jahr und für die unteren Teile $3 \cdot 10^{-3} \%$ pro Jahr; daher ist die Vergrößerung von Wasserblasen aus dieser Ursache, welche ein Wachsen der Geschwindigkeit des Sinkens hervorrufen könnte, ganz unbedeutend.

Etwas größer, aber auch zu klein, um eine merkliche Zunahme der Sinkgeschwindigkeit zu verursachen, sind die Mengen des Wassers, welche durch das allmähliche Einsinken der Stromlinien des Eises unter die Oberfläche im Nährgebiete der Gletscher entstehen und welche im Abschmelzgebiete wegen der allmählichen Annäherung der Stromlinien an die Oberfläche wieder gefrieren.

Wir können den Gletscher, wenigstens im Abschmelzgebiete, als einen thermisch isolierten Körper betrachten, weil der Wärmezufuß von der Erde nur eine Schmelzung hervorruft, wie die Sommer-Wärmewellen; die Winterkältewellen können wegen der kleinen Wärmeleitungsfähigkeit nur in mäßige Tiefe merklich eindringen. Unter solchen Umständen müssen die Druckvariationen, welche ein Volumelement des Eises im Gletscher erleidet, nur adiabatische Änderungen dieses Volumens und der Menge des mit dem Eise koexistierenden Wassers hervorrufen. Nach der bekannten Formel

$$c \log \theta + \frac{\rho L}{\theta} = \text{const.}, \quad (20)$$

wo c die Wärmekapazität, ρ die Dichtigkeit, L die Schmelzwärme und θ die absolute Temperatur ist, finden wir, daß die Menge des im Gletschereise eingeschlossenen Wassers mit dem Einsinken unter die Oberfläche des Eises auf je 100 Meter um 0.40% wächst und in demselben Verhältnisse mit der Annäherung an die Oberfläche abnimmt. Dieses Verhältnis ist allem Anscheine nach ¹⁾ das gleiche, ob nun das Eis in Ruhe oder in Bewegung ist. In diesem Falle vergrößert die Arbeit der Schwerkraft, welche durch die auffallenden Schneemassen bewirkt ist (das Sinken längs der Stromlinien außer Betracht gelassen) und welche in einer Zunahme des Druckes sich äußert, die Wirkung der inneren Reibung nicht, wie es aus der Formel (10), wenn dieselbe ein einphasiges System betrifft, folgen würde. Das Abschmelzen des Eises und das Ab-

¹⁾ Ein genauer Beweis kann nur aus der Betrachtung der adiabatischen Strömung eines zweiphasigen Systems folgen.

fließen des entstandenen Wassers, welche in einer Abnahme des Druckes sich äußert, ruft keine Beschleunigung der Bewegung zur Unterstützung der Schwerkraftwirkung hervor, sondern nur einen Übergang des Wassers in Eis. In Formel (10) kann man, wenn man dieselbe auf die Bewegung von Eis, welches überall die Schmelztemperatur hat, anwenden will, das Glied $-\frac{\partial p}{\partial x}$ auf der rechten Seite vernachlässigen.

De Marchi aber, welcher eine analoge Gleichung benutzt hatte, hat dieses Glied berücksichtigt und daher nicht die Neigung der Stromlinien gegen die Horizontale, sondern die Neigung der Oberfläche in seine Rechnungen eingeführt.

§ 7. Eine Berechnung von η aus den Beobachtungsdaten für den Hintereisferner ist wegen der unbekannten Neigung des Bettes und der unregelmäßigen Form des Profiles nur der Ordnung nach möglich. Die am wenigsten ungenaue Weise der Berechnung der Neigung besteht in einer Vergleichung des Unterschieds der absoluten Höhe des tiefsten Punktes des Profils V^1) und des tiefsten Punktes des Bettes am Ende des Gletschers — 99 Meter — mit der Länge der Stromlinien — 1900 m — zwischen diesen Punkten. Von der erhaltenen mittleren Neigung — 0.052 — können die Neigungen für verschiedene einzelne Profile weit abweichen und für die Verwertung dieser Neigungen können nur die rekonstruierten wahrscheinlichen Profile des Gletschers dienen (l. c., Taf. VI). Die Werte dieser Neigungen — $\sin \alpha$ in Tabelle III — habe ich für die Abschnitte zwischen einzelnen Profilen aus den Differenzen der mittleren absoluten Höhen des Bettes für diese Profile und den mittleren Längen der Stromlinien berechnet, damit die oben erwähnte mittlere Neigung zwischen Profile V und I korrigiert und daraus die Werte der Neigung — $\sin \alpha_{\text{kor.}}$ in Tabelle III — für die Profile II—VIII bekommen.

Die unregelmäßige Form der Profile habe ich — *faute de mieux* — durch Halbellipsen ersetzt. Bei diesen Rechnungen ging ich von den Werten der Randgeschwindigkeit v_f (l. c., Taf. V), der mittleren Oberflächengeschwindigkeiten v_m , der Breite L und der mittleren Tiefe H_m des Eises (l. c. p. 64) aus. Alle mittleren Tiefen habe ich um 4 % verkleinert, indem ich das „wahrscheinliche“ Profil V mit dem nach den Tiefbohrungen erhaltenen verglich. Die Halbachsen b und c der Halbellipse habe ich gleich $\frac{1}{2} L$ und $\frac{4}{\pi} H_m$ genommen.

¹⁾ A. Blümcke und H. Hess, l. c.

Der Koeffizient der inneren Reibung läßt sich nach der Differenz $v_{max}-v_f$ der maximalen Geschwindigkeit und der Randgeschwindigkeit oder nach der Differenz v_m-v_f der mittleren Oberflächengeschwindigkeit, welche, wie man aus (8) leicht ableiten kann, gleich $\frac{2}{3}$ der maximalen ist, und der Randgeschwindigkeit berechnen aus der Formel (vgl. (7))

$$\eta = \frac{\rho g b^2 c^2 \sin \alpha}{2 (v_{max} - v_f) (b^2 + c^2)} = \frac{\rho g b^2 c^2 \sin \alpha}{(2 v_m - 3 v_f) (b^2 + c^2)} \quad (21)$$

Die in dieser Weise erhaltenen Werte von η sind in Tabelle III in Kolumne $\eta_{theor.}$ gegeben. Unter $\eta_{beob.}$ sind die Werte von η gegeben, welche nach der Formel (1) des I. Teils dieses Aufsatzes für dieselbe mittlere Winkelgeschwindigkeit α' bei Scherung gelten; α' wurde aus v_m , v_f und H_m berechnet.

Tabelle III.

Profil	L 10 ⁴ cm	H_m 10 ⁴ cm	v_m 10 ³ cm/Jahr	v_f 10 ³ cm/Jahr	$\sin \alpha$	$\sin \alpha$ kor.	b 10 ⁴ cm	c 10 ⁴ cm	$\eta_{theor.}$ 10 ¹³ gr/cm·sec	$\eta_{beob.}$ 10 ¹³ gr/cm·sec
IX	8.52	1.72	3.96	1.3	—	—	—	—	—	—
VIII	8.60	1.45	3.94	1.3	—0.010	+0.004	4.30	1.85	0.35	1.93
VII	8.10	1.31	3.86	1.3	+0.018	+0.034	4.05	1.67	2.49	1.83
VI	7.30	1.28	3.77	1.2	+0.051	+0.029	3.65	1.63	2.00	1.80
V	6.70	1.20	3.55	1.2	+0.008	+0.017	3.35	1.53	1.11	1.83
IV	6.50	1.01	3.26	1.0	+0.027	+0.030	3.25	1.29	1.54	1.63
III	6.24	0.78	2.83	0.9	+0.035	+0.053	3.12	0.99	1.96	1.53
II	4.88	0.68	2.25	(0.7)	+0.074	+0.064	2.44	0.87	2.25	1.63
I	3.00	0.37	—	—	+0.058	—	—	—	—	—

Als Mittelwerte der theoretischen bzw. beobachteten Werte von η haben wir

$$\eta_{theor.} = (1.67 \pm 0.95) \cdot \frac{10^{13} \text{ gr}}{\text{cm} \cdot \text{sec}}; \quad (22)$$

$$\eta_{beob.} = (1.74 \pm 1.10) \cdot \frac{10^{13} \text{ gr}}{\text{cm} \cdot \text{sec}} \quad (23)$$

Für die Berechnung der möglichen Fehler wurden alle Fehlerquellen berücksichtigt und möglichst wahrscheinlich verwertet.

Das Zusammenfallen der Werte (22) und (23) kann nur einem Zufalle zugeschrieben werden, da der mögliche Betrag ihres Unterschiedes (ca. $1 \cdot 5 \cdot 10^{13}$) die vorhandene Differenz (ca. $0 \cdot 1 \cdot 10^{13}$) weit überschreitet.

So gibt auch diese Vergleichung eher eine Bestätigung der Theorie, welche in §§ 3 und 5 geschildert ist, als einen Widerspruch gegen dieselbe. Das Eis des Gletschers gleitet nach dieser Theorie längs eines gleichförmigen Bettes wie ein starrer Körper, deformiert sich gleichzeitig, wie eine zähe Flüssigkeit und ändert die Menge des enthaltenen Wassers in Abhängigkeit von dem Drucke. Die Geschwindigkeit des Gleitens hängt von der Neigung des Bettes und von den Kräften der äußeren Reibung zwischen Eis und Boden ab und die Geschwindigkeit der Deformation von der Neigung und der Gestalt des Bettes und von den Kräften der inneren Reibung.

Berücksichtigen wir, daß die Änderungen des Druckes auf die inneren Schichten, welche durch Akkumulation oder Ablation des Schnees hervorgebracht werden, die Arbeit der Schwerkraft wahrscheinlich nicht beeinflussen, sondern durch die Übergänge von Eis in Wasser und von Wasser in Eis äquilibriert werden; berücksichtigen wir ferner, daß diese Übergänge wahrscheinlich auf die Körnerflächen konzentriert sind; berücksichtigen wir endlich, daß ein gewisser Unterschied in der mechanischen Beschaffenheit (Brüchigkeit!) des Eises längs der Schichten und quer zu denselben vorhanden ist; dann können wir zu dem Schlusse kommen, daß jede von den seinerzeit aufgestellten Theorien in gewissem Maße als richtig anzusehen ist, sei es die Theorie, welche den die Bewegung des Eises hervorrufenden Kräften einen thermischen Charakter zuschreibt, sei es die Kornwachstumstheorie, sei es die Regelationstheorie, sei es die Gleitungstheorie, sei es endlich die Theorie, welche die Gleitung als auf den Schichtungsflächen geschehend ansieht. Die Gletscherbewegung ist eine so komplexe¹⁾ Erscheinung, daß eine physikalisch richtige Erklärung jeder Einzelheit ihre Bedeutung nicht verlieren kann, wenn auch die Theorie, welche aus dieser Einzelheit die Hauptsache machen wollte, durch eine andere Theorie verdrängt wird. Deshalb können wir die Überzeugung aussprechen, daß die Bewegung des Eises in Gletschern von dem Gesichtspunkte der Vereinigung aller dieser Theorien, welche einander

¹⁾ Erwähnen wir z. B. die Schwellungswellen und Druckwellen, welche A. Blümcke und S. Finsterwalder (Sitzber. Münch. Akad. 85 p. 111, 1905) nachgewiesen haben.

nicht widersprechen, sondern gegenseitig ergänzen, betrachtet werden sollte. Die relative Wichtigkeit der durch diese Theorien erklärten Tatsachen kann sich nur durch allmähliche Vermehrung unserer noch sehr unvollständigen Kenntnisse über die Bewegung des Eises in Gletschern und über die physikalischen Eigenschaften des Eises aufklären. Es mögen die hier dargelegten Betrachtungen als ein erster Schritt zur Verbindung der beiden Arten von Studien dienen.

Einiges über Gletscherschwankungen im westlichen Norwegen.

Von J. Rekstad in Kristiania.

In den Jahren 1700—1750 hatten die Gletscher im westlichen und nördlichen Norwegen, das heißt die Gletscher, die dem Jostedalsbrä, Folgefonn und Svartisen entströmen, einen großen Vorstoß. Einige Gletscher wie Nigardsbrä im Jostedal und Aabrekkebrä im Nordfjord rückten in dieser Zeit 2 bis 3 Kilometer vor. Mehrere Bauernhöfe, welche seit langer Zeit bestanden, wurden damals von den Gletschern zerstört. Der Nigardsbrä verwüstete einen Hof Nigard gänzlich und beschädigte die Höfe Björkhangen und Elvekroken. Um dieselbe Zeit zerstörte der Aabrekkebrä den Hof Tungöien und beschädigte Aabrekke, und der Engabrä, ein Ausläufer des Svartisen, zerstörte Storstenören und beschädigte Fonnören. Dieser Vorstoß der norwegischen Gletscher dauerte ungefähr 50 Jahre und hatte so große Dimensionen, daß man ihn mit keinem anderen in Norwegen bekannten Gletschervorstoß vergleichen kann. Die späteren Vorstöße waren alle von kürzerer Dauer und von weit geringerer Ausdehnung. Die Verlängerungen der Gletscherzungen während dieser kleineren Vorstöße waren nur $\frac{1}{20}$ bis $\frac{1}{10}$ derjenigen des geschilderten großen.

Die Gletscher des Jostedalsbrä und des Svartisen waren im neunzehnten Jahrhundert im ganzen genommen im Rückgang, und dieser war recht bedeutend. Als Beispiele mögen folgende Werte angeführt werden:

Rückgang von 1750 bis 1900.		
Gletscherzunge des	Nigardsbrä	2100 m
„	„ Bersätbrä im Jostedal	1500 m
„	„ Böiumbrä im Fjärland	1750 m
„	„ Aabrekkebrä im Nordfjord	1100 m
„	„ Engabrä von Svartisen	1000 m

Die Gletscher des Folgefonn verhielten sich etwas anders. Sie erreichten nämlich in den Jahren 1875—1878 einen Maximalstand und waren damals weiter vorgerückt als seit langen Zeiten. Der Buarbrä z. B. verwüstete ein recht bedeutendes Areal Weideboden. Die Dauer der Oscillationsperioden bei den Gletschern des westlichen Norwegens war im vorigen Jahrhundert durchschnittlich 18—20 Jahre ¹⁾, also ungefähr gleich der halben Länge der Brückner'schen 35jährigen Klimaschwankungen.

1904 fingen die Gletscher des westlichen Norwegens ein Vorrücken an. Schon 1903 war ein Anschwellen der oberen Teile der Gletscher des Jostedalsbrä bemerkbar. Dies ergab sich sehr deutlich beim Vergleich von Photographien, die von demselben Standpunkte und zu derselben Jahreszeit 1900 und 1903 aufgenommen worden waren. Die folgenden Messungen zeigen das Wachstum der Gletscher in dieser Zeit:

Folgefonna.

Bondhusbrä ²⁾	20. VI. 04 bis 3. VI. 05	{ rechte S. Vorrücken	13,0 m
		{ linke S. „	20,0 m
„	3. VI. 05 bis 22. VI. 06	{ rechte S. Vorrücken	23,5 m
		{ linke S. „	30,5 m
Buarbrä ³⁾	6. VIII. 04 bis 20. VI. 05	{ Stirn Rückgang	3,0 m
		{ linke S. Vorrücken	2,0 m

Jostedalsbrä.

Böiumbrä ⁴⁾	17. IX. 03 bis 12. X. 04	Stirn Rückgang . .	13,5 m
„	12. X. 04 bis 30. VIII. 06	„ Vorrücken . .	83,5 m

¹⁾ Diese Frage habe ich in *Fra Jostedalsbræen* (Bergens Mus. Aarb. f. 1904) und in *Jagttagelser fra Folgefonnens bræer* (Norges geolog. Unders Aarbog f. 1905) behandelt. Ich sehe, daß Øyen in seiner Abhandlung, Klima- und Gletscherschwankungen in Norwegen (in dieser Zeitschrift S. 46—61) meine Untersuchung gänzlich übergeht. Er spricht sich dort für die 35jährige Schwankungsperiode aus; überzeugend aber ist seine Beweisführung nicht.

²⁾ Die Zunge des Bondhusbrä endete im Sommer 1906 mit steiler Stirn und bot ein imponantes Bild.

³⁾ Der Buarbrä war am 20. Juni 1905 im Vorrücken.

⁴⁾ In den 4 Jahren 1899—1903 zog die Zunge des Böiumbrä sich um 80 m zurück, das will sagen durchschnittlich um 20 m pro Jahr. Für die zwei Jahre 1903—05 gibt Øyen (*Les variations périodiques des glaciers*, diese Zeitschrift S. 174) den Rückgang des Böiumbrä zu 61 m an. Hier muß sich ein Fehler in seine Messungen eingeschlichen haben. Der Böiumbrä war bei meinem Besuch im Sommer 1903 in seinem oberen Teile bedeutend angeschwollen im Vergleich mit dem Stande 1899.



Figur 1. Das Ende des Bøiumbrå am 17. September 1903.



Figur 2. Das Ende des Bøiumbrå am 30. August 1906.

Die photographische Aufnahme erfolgte 1903 und 1906 von der westlichen Marke aus, doch nach etwas verschiedener Richtung der großen Verschiebung des Gletscherendes wegen. Der Schuttkegel mit dem großen Block, der im Bild von 1903 ganz am Bildrand rechts liegt, befindet sich im Bild von 1906 in der Bildmitte.

Suphellebrä	19. IX. 03 bis 13. X. 04	{ rechte S. Vorrücken	14,3 m
		{ Stirn „	33,2 m
		{ linke S. Rückgang .	29,0 m
„	13. X. 04 bis 30. VIII. 06	{ rechte S. Vorrücken	5,0 m
		{ Stirn ²⁾ „	22,0 m
		{ linke S. „	55,0 m
Austerdalsbrä	Sommer 1905	im Vorrücken.	
„	31. VIII. 05 bis 12. VIII. 06	Stirn Vorrücken	20,0 m
Mjölkevidsbrä	11. IX. 03 bis 19. IX. 04	Rückgang	6,1 m
„	19. IX. 04 bis 13. IX. 05	Vorrücken	19,0 m
„	13. IX. 05 bis 31. VIII. 06	„	33,2 m
Brigsdalsbrä	12. IX. 03 bis 19. IX. 04	{ rechte Seite Rückgang	5,6 m
		{ linke S. Vorrücken	12,0 m
„	19. IX. 04 bis 14. IX. 05	{ rechte S. „	18,9 m
		{ linke S. „	14,5 m
„	14. IX. 05 bis 30. VIII. 06	{ rechte S. „	15,6 m
		{ linke S. ³⁾ „	17,0 m

Die Stirn stieß auch 1903 vor. 1906 war der Gletscher stark angeschwollen mit steiler Stirn und er war so nahe an die westliche der Marken herangerückt, welche ich 1899 an diesem Gletscher gesetzt hatte, daß hier eine neue Marke angebracht werden mußte, weil es zu befürchten war, daß der Gletscher bei seinem starken Vorstoß die frühere Marke bald überschreiten würde. Wenn der Gletscher in der Zeit 1903—05 einen Rückgang von 61 m gehabt hätte, wie Øyen schreibt, so müßte er nach dem früher angegebenen im Jahre 1904—05 um 47,5 m zurückgegangen und im Jahre 1905—06 um 117,5 m wieder vorgerückt sein. Allein ein so abrupter Sprung von einem so starken Rückgang zu diesem bedeutenden Vorstoß ohne Zwischenstand scheint nicht wahrscheinlich. Nach meinen Beobachtungen halte ich dafür, daß der Gletscher auch im Jahre 1904—05 im Vorrücken und nicht im Rückgang gewesen sein dürfte. Unter dieser Voraussetzung erscheint das Wachstum um 83,5 m in zwei Jahren nicht unwahrscheinlich groß. Der Mann, welcher die Messungen für Øyen 1905 ausführte, machte es hier zum erstenmal und war folglich mit den Ortsverhältnissen unbekannt. Beim Suphellebrä hat er sich ebenfalls geirrt, indem eine seiner Messungen hier nicht von der Marke, sondern von einem anderen Punkte ausgeht, welchen er irrtümlich für die Marke angenommen hatte. Darum wäre es auch erklärlich, daß Messungsfehler beim Bøiumbrä entstanden seien.

²⁾ Bei dieser Marke hat Øyen (l. c.) einen Rückgang des Suphellebrä von 71 m in der Zeit 1904—05 angegeben. Wie eben angeführt, kann dies Maß nicht berücksichtigt werden, weil die Messung irrtümlicherweise nicht von der Marke, sondern von einem anderen Punkte ausgeht.

³⁾ Der Brigsdalsbrä war Anfang Juli 1906 an der linken Marke ungefähr 10 m vorbeigegangen. Zwei Monate später, Ende August, hatte der Gletscher sich wieder zur Marke zurückgezogen. Eine neue Marke mußte weiter vorn angebracht werden.



Figur 3. Das Ende des Suphellebrä am 19. September 1903.
Die schwarzen Linien markieren die Lage des Endes am 2. August 1905 (Strich rechts)
und am 30. August 1906 (Strich links).



Figur 4. Das Ende des Suphellebrä am 30. August 1906.

Aabrekkebrä 14. IX. 03 bis 20. IX. 04	Stirn Rückgang	10,0 m
	linke S. „	3,5 m
„ 20. IX. 04 bis 19. IX. 05	Stirn „	15,8 m
	linke S. Vorrücken	5,8 m
„ 19. IX. 05 bis 21. IX. 06	Stirn „	40,0 m
	linke S. „	19,5 m

Aus den angeführten Messungen sehen wir, daß im Jahre 1903/04 einige der hiesigen Gletscher ein Vorrücken anfangen; im folgenden Jahre 1904/05 wird dies Vorrücken stärker und verbreitet sich mehr. Im letzten Jahre, 1905/06, zeigen alle hier beobachteten Gletscher starkes Wachstum. Die Bilder der Zungen des Böium- und Suphellebrä nach Photographien, von mir 1903 und 1906 aufgenommen, bezeugen das bedeutende Vorrücken dieser Gletscher in den drei letzten Jahren.

Die Eismassen im Firngebiet nahmen bis zum Jahre 1901—02 ab. Der Sommer 1901 war in Norwegen sehr warm, und es wurden die Schnee- und Eisfelder in den Hochgebirgen so klein, wie niemals in dieser Gegend seit Menschengedenken. Das Jahr 1901—02 bildet einen Wendepunkt im Haushalt der Gletscher. Von da an wachsen die Schneemassen jährlich in den Nährgebieten der Gletscher. Die klimatischen Verhältnisse, welche aus der folgenden Tabelle zu ersehen sind, waren auch in dieser Zeit dem Gletscherwachstum sehr günstig.

Abweichungen der Temperatur (° C.) und des Niederschlags (in Prozenten) vom Normalwert.

	1902	1903	1904	1905
Jahrestemperatur	−0.5°	+0.3°	−0.1°	+0.2°
Sommertemperatur (Mai-August)	−1.1°	−0.8°	−0.5°	+0.1°
Niederschlagsmenge des Jahres	−4%	+17%	−2%	+17%
Niederschlag der kälteren Jahreszeit (Jan. bis Mai und Sept. bis Dez.)	−3%	+18%	+2%	+17%

Die angeführten Temperaturabweichungen sind das Mittel der 6 Stationen des westlichen Norwegens, welche den Gletschergebieten am nächsten liegen, berechnet aus Daten der Jahrbücher des norwegischen meteorologischen Instituts.

Die Abweichungen der Niederschlagsmenge sind das Mittel von 8 Stationen in gleicher Lage und nach derselben Quelle berechnet.

Wie gezeigt, war die Mitteltemperatur des Jahres 1902 0,5° C. unter dem vieljährigen Mittelwert und in den 4 Sommermonaten Mai—August sogar 1,1° C. darunter. Die Niederschlagsmenge des Jahres wie des

Winters 1902 war ein wenig unter der normalen, und 1901 kennzeichnete sich durch ein Minimum des Niederschlags.

1902 blieb in den Hochgebirgen des westlichen Norwegens eine bedeutend größere Schneemenge als gewöhnlich den Sommer über liegen. Dies kann nur von der rauhen Witterung des Jahres herrühren. Die Sommertemperatur war $1,1^{\circ}$ C. unter der normalen, und das entspricht ja einer Senkung der Schneegrenze um beinahe 200 m.

Den Sommer 1903 überdauerte in den Hochgebirgen noch mehr Schnee als 1902. Die Niederschlagsmenge war in den 8 kalten Monaten des Jahres 18% über dem Normalwerte und die Sommertemperatur $0,8^{\circ}$ C. unter dem Normalwert. Die beiden klimatischen Faktoren wirkten also dies Jahr in derselben Richtung. Der Sommertemperatur allein entspricht eine Senkung der Schneegrenze um mehr als 100 m.

Im Sommer 1904 war die perennierende Schneemenge nicht viel größer als normal. Die Niederschlagsmenge hielt sich auch das Jahr hindurch dem Mittelwerte ziemlich nahe, die Sommertemperatur aber lag $0,5^{\circ}$ C. unter der normalen.

1905 war die Sommerwärme beinahe normal, nur $0,1^{\circ}$ C. über dem Mittelwerte, die Niederschlagsmenge aber überstieg die normale um 17%. Es überdauerte diesen Sommer in den Hochgebirgen eine größere Schneemenge als gewöhnlich.

Man kann einwenden, daß wir weder die Temperatur noch die Niederschlagsmenge in den Nährgebieten der Gletscher kennen, weil dort keine meteorologischen Stationen im Betrieb sind. Wir müssen aber annehmen, daß die meteorologischen Elemente Temperatur und Niederschlag sich in den Hochgebirgen und in den niedrigeren Teilen des Landes in derselben Weise ändern. Bei den Stationen, welche zur oben angeführten Berechnung benutzt wurden, schwankten die klimatischen Faktoren jahraus jahrein gleichzeitig an allen Stationen in derselben Richtung, obwohl ihre Lage sowohl in Bezug auf die Höhe als auf die Entfernung vom Meere sehr verschieden ist. Darum scheint die Annahme, daß Temperatur und Niederschlag auch in den Nährgebieten der Gletscher in ähnlicher Weise wie in den niedrigeren Gegenden sich ändern, berechtigt. Ihre absolute Größe kennen wir freilich nicht, sondern nur ihre Schwankungen. Ist z. B. ein Jahr in den niedrigeren Teilen des Landes kälter und nasser als ein vorhergehendes, so muß auch eine ähnliche Witterung in den Hochgebirgen herrschen. Ein warmer und trockener Sommer in den Niederungen muß auch verhältnismäßig warm und trocken in den höheren Gegenden sein.

Wie wir soeben gesehen haben, nahm das Wachsen der Schneemenge im Firngebiet mit dem Jahre 1902 seinen Anfang. Das Vorrücken der Gletscher dagegen fing erst 1903/04 an, und nur einige von ihnen nahmen Teil daran. Im Jahre 1904/05 hatte das Vorrücken die Mehrzahl der Gletscher ergriffen und 1905/06 waren alle im starken Vorstoß begriffen. Es verstrichen also hier $1\frac{1}{2}$ bis 2 Jahre vom Anfang der Anschwellung im Firngebiet, bis die Gletscherzungen ihren ersten Vorstoß beginnen. Mehr allgemein wird das Vorrücken der Gletscher 2 bis 3 Jahre nach dem Anfang des Wachsens im Firngebiet. Die Wirkung des vermehrten Eisdruckes im Sammelgebiet brauchte also in diesem Falle $1\frac{1}{2}$ bis 3 Jahre um sich bis an die Gletscherenden fortzupflanzen. Der Betrag der Verspätung des Vorrückens der Zunge hängt natürlich davon ab, wie groß die Länge oder das Gefälle des betreffenden Gletschers ist.

Der Sommer 1906 war im westlichen Norwegen naß und kalt, und bedeutend mehr Schnee als gewöhnlich hielt sich in den Hochgebirgen. Im November dieses Jahres (1906) traten außerordentlich große Niederschläge ein. Die Flüsse und Bäche schwollen hoch an und richteten großen Schaden an. Die Niederschläge in den Sammelgebieten der Gletscher fielen wahrscheinlich in dieser Zeit als Schnee: das spricht alles dafür, daß der Gletschervorstoß noch eine Weile anhalten wird.¹⁾

¹⁾ Indem ich diesen kleinen Beitrag zur Geschichte der Gletscherschwankungen abschliesse, möchte ich einen Fehler in der Bibliographie berichtigen, welche sich an Øyens Bericht an die Commission internationale des glaciers (S. 174 dieser Zeitschrift) anschließt. Hier werden außer Øyens Arbeiten zwei Arbeiten *Variationer hos vore bræer* (Naturen 1905) und *Jagttagelser fra Folgesonnens bræer* (Norges geolog. Unders. Aarb. 1905, Nr. 4) verzeichnet und irrtümlich infolge eines Schreib- oder Druckfehlers Reusch zugeschrieben. Die Arbeiten sind nicht von Reusch, sondern von mir.

Die Größe des jährlichen Abtrages durch Erosion im Firnbecken des Hintereisferners.

Eine Berichtigung

von **Hans Heß** in Ansbach.

Im Anschluß an meinen Aufsatz: „Über den Schutttinhalt der Innenmoränen einiger Öltaler Gletscher“ in Bd. I S. 287 f. dieser Zeitschrift wurde ich von Herrn Hs. C r a m m e r in Salzburg und vorher schon von Herrn P. S c h e n k e r in Luzern darauf aufmerksam gemacht, daß meine bisherige Bestimmung der Erosionsgröße des Hintereisgletschers, die zu dem Betrag von 2 cm pro Jahr führte, fehlerhaft sei. Ich muß die Einwendungen der genannten Herren als berechtigt anerkennen und sehe mich veranlaßt die Schlußsätze S. 290 u. f. der oben erwähnten Abhandlung in folgender Weise richtig zu stellen.

Um aus der gefundenen Schuttdichte (40 kg/m^2) die Größe des jährlichen Abtrages im Firngebiet zu ermitteln, nehme ich an, daß in dem ganzen Streifen der Schuttwand, die von den bei C ausmündenden Stromlinien gebildet wird, die Schuttdichte konstant und gleich 40 kg/m^2 sei. Beim Zusammenfluß der beiden Gletscherarme, die längs der Innenmoräne verschweißen, kommen zwei bis dahin dem Gletschergrund angehörende Streifen zur Berührung — einer vom Bett des Langtauferejoch-Ferners der andere vom Bett des vom Osthang der Langtaufere Spitze herabziehenden Zuflusses. Jedem dieser Streifen lege ich den halben Schutttinhalt bei, also 20 kg/m^2 . Diese Schuttmenge nimmt der Streifen von seinem Ursprung am Ostgrat der Langtaufere Spitze auf, längs eines Weges von rund 1500 m. Nimmt man, wie es wahrscheinlich ist, die durchschnittliche Oberflächengeschwindigkeit senkrecht über dem Streifen zu 25 m/Jahr und die Grundgeschwindigkeit zu einem Fünftel davon, also zu 5 m/Jahr an, so ergibt sich als die Zeit, in welcher ein m^2 der Gletschersohle vom Ostgrat der Langtaufere Spitze längs des Streifens bis zum Eintritt in die Schuttwand der Innenmoräne gelangt, die Dauer von 300 Jahren. Pro Jahr werden demnach von diesem m^2 der Gletschersohle $20/300 \text{ kg}$ Schutt aufgenommen. Das

ist auch die Menge, welche jeder m^2 des felsigen Untergrundes (längs des Streifens) im Mittel pro Jahr verliert. Bei gleichmäßiger Verteilung über den m^2 und einer Gesteinsdichte von 2,5 ergibt sich demnach die Erosionsgröße zu 0,027 mm/Jahr.

Ist allgemein D die Schuttdichte in cdm pro m^2 einer 1 m hohen Schichte der Innenmoräne, die einem 1 m breiten Streifen der Gletschersohle entspricht, welcher von seinem Ursprung bis zum Eintritt in die Schuttwand der Moräne die Länge l Meter hat; v die mittlere Grundgeschwindigkeit längs des Streifens, so wird die Erosionsgröße

$$e = \frac{D \cdot v}{2l} \text{ mm/Jahr.}$$

Der Zahl 0,027 mm/Jahr haftet noch eine ziemlich große Unsicherheit an, da wir über die Größe der Grundgeschwindigkeit nicht ausreichend unterrichtet sind. Hier werden die im Gange befindlichen Geschwindigkeitsmessungen auf dem Langtauferejoch-Ferner zu bestimmteren Annahmen führen. Es handelt sich außerdem, da wir über die Abhängigkeit des Erosionsbetrages von der Gletscherdicke und von der Geschwindigkeit nichts Sicheres aussagen können, nur um Mittelwerte, die auch insofern nur näherungsweise bestimmt sind, als von all den Deformationen, die ein m^2 Firn- bzw. Gletschersohle von seinem Ursprung bis zum Übergang in die Innenmoräne erfährt, abgesehen werden mußte. Es sei jedoch bemerkt, daß diese Zahl von 0,027 mm/Jahr wohl als Minimum anzusehen ist und zunächst auch nur für den Teil des Firnbeckens gilt, der der Beobachtungsstelle C entspricht und etwa 160 m vom rechten Gletscherrand entfernt, auf dem Boden des Langtauferejoch-Firnes verläuft. Weiter gegen die Gletscherachse muß der Erosionsbetrag anwachsen, wie die ermittelten Zahlen für die Schuttdichte an der abwärts von C gelegenen Messungsstelle D lehren. Auf alle Fälle bleibt jedoch die Erosionsgröße weit unter dem Wert, den ich in früheren Publikationen angab, bei dessen Ermittlung ich irrtümlicherweise die über den m^2 des Gletscheruntergrundes durchschnittlich hinwegtransportierte Schuttmenge an Stelle der von ihm abgegebenen setzte — ein Fehler, der nicht nur in meinen Veröffentlichungen sein Unwesen treibt, sondern durch das falsche Resultat leider auch in andere Schriften überging.

Die bisherigen Ergebnisse der Schuttmengen-Messungen am Hinter-eiserner und seinen Nachbarn können nicht als Unterlage für die Annahme einer relativ großen Gletschererosion benützt werden.

Kleinere Mitteilungen.

Studi sopra i ghiacciai delle Alpi Venete.¹⁾ Alla richiesta di qualche notizia sugli studi che vado facendo da alcuni anni sopra gli attuali ghiacciai delle Alpi Venete risponderò assai brevemente e più per dire del programma che sto svolgendo che non dei risultati finora conseguiti:

Le mie ricerche sono state, si può dire, promosse dall'opera magistrale *Die Gletscher der Ostalpen* di Ed. Richter. In essa la trattazione dei ghiacciai delle Alpi calcaree meridionali ad oriente dell' Adige (quelle che chiamo qui Alpi Venete) appare assai limitata ed incompleta. Alla mancanza di elementi topografici esatti non aveva potuto supplire la diligenza del compianto geografo, il quale pure cercò di tener conto di tutto il materiale cartografico e bibliografico allora esistente. Dopo la pubblicazione del Richter (1888) uscirono bensì i rilievi al 25 ed al 50 mila dell' Istituto Geografico Militare Italiano, nuove edizioni dei fogli della carta austriaca al 75 mila e molti studi, specialmente alpinistici, di singoli gruppi montuosi; ma la conoscenza dei ghiacciai delle Alpi Venete ne guadagnò assai poco. Nelle carte predette essi sono generalmente assai male figurati e negli scritti degli alpinisti lasciati quasi del tutto fuori di ogni seria considerazione.

Onde completare l'opera del Richter, per quanto riguarda le Alpi Venete, conveniva quindi un esame diretto di tutti i singoli ghiacciai. Lo iniziai nel 1893 e lo estesi di anno in anno a nuovi gruppi montuosi, di guisa che esso ora concerne, in modo più o meno completo, quello: del Tricorno (Triglav), del Canin, del Coglians, dell' Elfer, delle Marmarole, del Sorapiss, del Cristallo, dell' Antelao, delle Pale, della Marmolada, di Sella e del Sass Long (Langkofel). Nelle ricerche degli ultimi anni ebbi a collaboratori due miei scolari, i dottori Franco Bianchi ed Antonio Renato Toniolo ed il dott. Giuseppe Feruglio.

Limitai lo studio di ciascun ghiacciaio a determinazioni altimetriche (con l'aneroide), a rilievi spicciatiori (con la bussola e la cordella metrata) ed a poche altre misure ed osservazioni.

Fin da principio però mi ero proposto, oltre che di raccogliere elementi per una migliore conoscenza topografica dei ghiacciai delle Alpi Venete, un altro scopo, quello cioè di contribuire allo studio delle loro variazioni. Perciò accanto ad ognuno di quelli da me visitati (quando le condizioni lo permette-

¹⁾ Lettera al direttore prof. Ed. Brückner.

geführt wurde. Es ist also die Annahme einer sehr dünnen Besiedelung der südlichen norwegischen Küsten während der Køkkenmøddinger-Zeit nicht ohne weiteres gerechtfertigt.

Nun ist schon 1879 bei Nøstved, 15 km südlich von Kristiania, eine eigenartige Steinzeitkultur aufgedeckt worden, charakterisiert durch sehr roh behauene Beile und Hacken aus feinkörnigen und dichten Massengesteinen, und seither wurden noch an anderen Stellen des Kristiania-Fjords ganz ähnliche Funde gemacht. Diese Nøstved-Kultur wurde bisher, namentlich kürzlich von A. M. Hansen, der jüngeren Steinzeit zugerechnet. Nun wurde aber durch Ø y e n und den Verfasser nachgewiesen, daß auch in der Umgebung von Kristiania eine kleine postglaziale Senkung stattgefunden hat, die sich nach N bis zum Mjøsen-See austönt und nur eine kleine Unterbrechung der postglazialen Hebung des Landes bedeutet. Es läßt sich aus der Untersuchung der alten Strandlinien die Zeit seit dem Maximum der Litorina-Tapes-Senkung, die also nur mehr eine ununterbrochene Hebung darstellt, in folgende Abschnitte teilen: 1. Die ältere Tapes-Zeit, entsprechend der Hebung des Landes von der 70 bis zur 45—48 m-Linie bei Kristiania mit mildem Klima (August-Temperatur ca. $2\frac{1}{4}^{\circ}$ höher als jetzt), Muschelbänken mit südlicherer Fauna (Tapes decussatus, Pholas candida) und dem älteren Isocardien-Ton; 2. mittlere Tapes-Zeit (Hebung von der 45 bis 19—21 m-Kurve bei Kristiania) mit etwas kälterem Klima als während der älteren und vielleicht auch während der jüngeren Tapes-Zeit, oberer Isocardien-Ton; 3. jüngere Tapes-Zeit (Hebung von der 19 bis 8—10 m-Kurve) mit wärmerem Klima als jetzt und Muschelbänken mit zahlreichen, jetzt aus dem Fjord verschwundenen Formen wie Pecten varians, Tapes virgineus, Dosinia exoleta u. a.; hierher gehört der Scrobicularien-Ton; 4. rezente Zeit von der 8 m Kurve bis zur Gegenwart, mit allmählicher Annäherung an das heutige Klima und Einwanderung von Mya arenaria. Das Tempo der Hebung war in den einzelnen Teilen des Gebiets von Kristiania ein verschiedenes. Während sie am Anfang bei Kristiania mehr als doppelt so rasch geschah als an der Fjordmündung, muß sie zu Ende der Tapes-Zeit im ganzen Gebiet ungefähr gleich rasch erfolgt sein. Nun liegen aber die Fundorte der Nøstved-Kultur entweder höher oder genau in derselben Höhe wie die Strandlinie des Maximums der Litorina-Tapes-Senkung; diese Wohnplätze lagen also wie die dänischen Køkkenmøddinger damals am Meeresufer und sind mit diesen gleichaltrig und es hatte das südliche Norwegen in der älteren Steinzeit keine so spärliche Besiedelung, wie bisher angenommen wurde.

Einen anderen, wahrscheinlich aus Westeuropa importierten Kulturtypus stellen die stumpfnackigen („butnakkede“) Beile dar, die durch Abstoßen und Zuschleifen geformt sind. Ihre Fundorte liegen sämtlich mehr oder weniger höher als die Strandlinie, die der unteren Grenze der älteren Tapeszeit entspricht, und zum Teil etwas niedriger als die Strandlinie des Maximums der Litorina-Senkung; es fing also der Gebrauch dieser Beile im Kristiania-Gebiet erst ungefähr um die Zeit an, als der Gebrauch der typischen Nøstved-Beile aufhörte, und fand sein Ende schon vor den beiden letzten Abschnitten der Tapeszeit. Es stellt somit die Zeit der stumpfnackigen Beile eine Übergangskultur vor und ihre größere Verbreitung bewirkt, daß die Bevölkerung schon über größere Teile des Landes vorgedrungen war.

Für die nun folgende jüngere Steinzeit, in der die Bevölkerung nicht mehr vorherrschend an die Küste gebunden war, sondern neben Fischfang schon vorwiegend Viehzucht und Ackerbau trieb, sind nur mehr annähernde Bestimmungen der Höhe der damaligen Strandlinie aus der Minimalhöhe

der entsprechenden Fundorte möglich. Dann ergibt sich, daß am Ende der Zeit der dünnackigen Feuersteinbeile die Strandlinie bei Kristiania 23—26 m, am Ende der jüngsten Steinzeit 13—15 m höher gestanden sein dürfte als heute. Noch unsicherer sind solche Bestimmungen für die Bronze-Zeit; für das Ende der älteren Bronze-Zeit nimmt Verfasser die Höhe der Strandlinie höchstens 3—5 m höher als jetzt an (Hansen 36—40 m!) und am Schluß der Bronzezeit war die Hebung des Landes wahrscheinlich schon völlig abgeschlossen. Es gehören daher auch die ältesten Gehöfte, deren Namen mit „Vin“ (= Weideland) zusammengesetzt sind, nicht, wie Hansen annahm, in das Bronzezeitalter, sondern es ist ihre Zeit ihrer Höhenlage entsprechend zu Beginn der jüngsten Steinzeit anzusetzen, da die Strandlinie bei Kristiania etwa 20—25 m höher lag als jetzt.

Aus der Erkenntnis, daß die Hebung des Landes im ersten und letzten Abschnitt ungefähr gleich schnell, im mittlern Teil schneller erfolgt ist, sowie aus der von archäologischer Seite angenommenen Länge der Bronze- und Kupferzeit und der bekannten Lage der Strandlinie in diesen Abschnitten gelangt der Verfasser zu einer Schätzung des seit dem Maximum der Litorina-Tapes-Senkung im Gebiet von Kristiania verflossenen Zeitraumes auf ca. 7000 Jahre, während eine viel unsichere Berechnung für den Zeitraum seit dem Maximum der spätglazialen Senkung etwa 18600 Jahre ergibt. Zum Vergleich zieht Verfasser die Schätzungen von Nüesch und Penck für das Schweizersbild heran. Beide nehmen für die Gesamtdauer dieser Niederlassung, deren Anfänge (Schicht b) in das Magdaléien gehören, höchstens 24 000 Jahre an. Die untersten Schichten (a + b) enthalten zahlreiche Elemente einer arktischen Tundra-Fauna und entsprechen höchstwahrscheinlich dem Bühl-Stadium. Es ist also nicht ganz unmöglich, daß das Bühlstadium mit der sog. epiglazialen Zeit des Nordens (der Yoldien-Senkung) zusammenfällt, als im südlichen Norwegen der Eisrand vor dem Südende der großen Binnenseen (Mjøsen, Randsfjord) stand, wofür auch die Ähnlichkeiten des Klimas sprechen. Denn das Bühlstadium ist der letzte Abschnitt der Postglazialzeit, in welchem das Klima der Schweiz noch als so kalt angenommen werden darf, als es die Fauna des Maximums der epiglazialen Senkung in Norwegen anzeigt. Berücksichtigt man ferner, daß der größte Teil der untern Schichten von Schweizersbild noch unter der Herrschaft des Bühlstadiums entstand und ihr oberer Teil erst abgelagert wurde, nachdem der Eisrand sich von dieser Station zurückgezogen hatte, so muß von den 24 000 Jahren ein Abzug gemacht werden, den Brøgger auf ca. 6000 Jahre schätzt; das ergäbe für die Zeit seit dem Beginn des Rückzugs des Bühlstadiums gleichfalls 18 000 Jahre, wie oben für die Zeit seit dem Maximum der spätglazialen Senkung. Schließlich berechnete Heim aus dem Wachstum des Muotta- und Reußdeltas die Zeit seit dem Rückzug des Eises aus den großen Seebecken der Innerschweiz (also nach Penck und Brückner seit dem Bühlstadium) gleichfalls auf 18 000 Jahre. Es besteht also trotz aller Unsicherheit dieser Berechnungen doch eine gewisse Übereinstimmung und damit scheinen wir auch der Lösung der Frage nach dem Parallelismus alpiner und nordischer Klimaschwankungen in postglazialer Zeit um einen Schritt näher gekommen zu sein.

M a c h a č e k.

Außereuropäische Gebiete.

Kaukasus. *Mém. K. Russ. G. Ges. Allg. G.* **32** (1905) Nr. 4, 136 S. **Busch.**

Die Gletscher des westlichen Kaukasus. Von A. A. Busch. (Russisch.) Mit Tafeln.

Ruwenzori. *G. J.* **28** (1906): 43—50. **Behrens.**

The Snow Peaks of Ruwenzori. Their Probable Positions and Heights. By Lieut. T. T. Behrens, R. E.

[Unter Verwendung des gesamten vorhandenen Materials, das jedoch, wie der Verf. hervorhebt, z. T. nicht in einer allen Ansprüchen genügenden Form publiziert ist, entwirft Behrens eine Kartenskizze der Lage der verschiedenen Gipfel des Ruwenzori in 1:250000. Als wahrscheinlichster Wert der Höhe des höchsten Gipfels, des Kanyangungwe, findet er 16625 engl. Fuß gleich 5074 m. E. B.]

Antaretika. **Arctowski.**

Projekt einer systematischen Erforschung des Südpolarkontinents. Von H. Arctowski. Kattowitz u. Leipzig, 1905. 34 S. 8°. Mit Karte u. Abb.

[Brown, Mossman, Pirie.]

The Voyage of the Scotia. Being the Record of a Voyage of Exploration in Antarctic Seas. By three of the Staff. (R. N. Rudmose Brown, R. C. Mossman and J. H. Harvey Pirie.) Edinburgh and London, 1906. 376 S. 8°. Mit Karten u. Abb.

Quartäre Eiszeit.**Allgemeines.**

Klima. *Verh. d. Deutschen Geographentages* **15** (1905): 159—72. **Solger.**

Über fossile Dünenformen im norddeutschen Flachlande. Von Dr. F. Solger in Berlin. Mit 2 Tafeln.

[Verf. zeigt, daß die Inlanddünen Norddeutschlands zu einem wesentlichen Teil regelrechte, mit ihrer Konvexseite nach Osten gerichtete Bogendünen (Barchane) sind, und bildet die zahllosen Bogendünen zwischen Birnbaum und Kreuz in der Provinz Posen kartographisch ab. Solger schließt hieraus, daß zur Zeit der Bildung dieser Inlanddünen Ostwinde vorherrschten, während heute durchaus westliche Winde dominieren. Er möchte diese Zeit der Ostwinde in die Zeit des Schwindens des Inlandeises verlegen, über dem die Tendenz zur Bildung von Anticyklonen bestand und dessen südliche Nachbarschaft dementsprechend von östlichen Winden besonders heimgesucht werden mußte. E. B.]

Prähistorie. **Reinhardt.**

Der Mensch zur Eiszeit in Europa und seine Kulturentwicklung bis zum Ende der Steinzeit. Von Ludwig Reinhardt. München, 1906. 504 S. 8°. Mit 185 Fig. im Text.

[Das übersichtlich und klar geschriebene Werk richtet sich an weitere Kreise. Eine Darlegung der gegenwärtigen Anschauungen vom Vorkommen des Menschen im Tertiär leitet ein; die Eolithen werden — wohl mit Unrecht — nach Klaatsch, Verworn und Rutot als Artefakte betrachtet. In der anschließenden Darstellung der Eiszeit und ihrer geologischen Wirkungen folgt der Verf., was die Einteilung der Quartärzeit anbetrifft, Penck, nur daß er die Namen Güns-, Mindel-, Riß- und Würmeiszeit durch Ordnungszahlen ersetzt. Das III. Kapitel beschäftigt sich mit dem Menschen während der ersten Interglazialzeiten, dessen Kultur durch die Artefakte vom Chelléen- und Moustérien-Typus charakterisiert ist. Die in der Quartärzeit

erfolgte Abtragung des Schweizerischen Mittellandes, insbesondere am Zürichsee, deren ziffernmäßige Bestimmung übrigens nicht, wie Verf. angibt, von Penck, sondern vom Referenten herrührt, gibt dem Verf. Veranlassung die mit dem Beginn der ersten Eiszeit verstrichene Zeit auf 1·1 Millionen Jahre zu veranschlagen; doch ist die Berechnung nicht stichhaltig, da der Verf. u. a. übersehen hat, daß die von ihm benutzten Daten für die Geschwindigkeit der Denudation an Flüssen gewonnen worden sind, während die Abtragung des Mittellandes größtenteils durch Gletschererosion erfolgte. Kap. IV handelt vom Menschen der letzten Interglazialzeit mit seiner Solutrén-Kultur. Mit Unrecht wird die Höttinger Breccie in diese Zeit gestellt; sie gehört nach Penck in die vorletzte Interglazialzeit. Kap. V schildert den Menschen der frühen Nacheiszeit (Magdalénien-Stufe). Die weiteren Kapitel seien hier nur kurz aufgeführt: VI Übergangsperiode von der älteren zur jüngeren Steinzeit, VII jüngere Steinzeit und ihre materiellen Kulturerwerbungen, VIII die Germanen als Träger der megalithischen Kultur, IX Entwicklung der geistigen Kultur am Ende der Steinzeit, X Steinzeit-Menschen der Gegenwart, XI Niederschläge aus alter Zeit in Sitten und Anschauungen der geschichtlichen Europäer. Entbehren auch die Darlegungen des Verf. hier und da der kritischen Sichtung des Materials, so ist das Buch als Zusammenfassung für weitere Kreise doch von Nutzen. Auch dem Fachmann würde es als Nachschlagewerk von Wert sein, wenn die benutzte reiche Literatur auch zitiert wäre. Für das Fehlen der Zitate darf man aber wohl weniger den Verf. als den Verleger verantwortlich machen, da bekanntermaßen gerade bei den Verlegern eine große Abneigung gegen Zitate besteht. E. B.]

Prähistorie. *Revue des questions Scientifiques* 1906: 289—315. **de Lapparent.**

La chronologie des époques glaciaires et l'ancienneté de l'homme. Par A. de Lapparent.

— *La Géographie* 13 (1906): 417—24. —

Les époques glaciaires dans le massif alpin et la région pyrénéenne. Par A. de Lapparent,

[In beiden Abhandlungen berichtet der Verf. über Penck und Brückners Alpen im Eiszeitalter und H. O b e r m a y e r s Quartärstudien in den Pyrenäen, dabei besonders die Ausführungen über Einordnung der paläolithischen Funde in die Quartärhorizonte berücksichtigend. E. B.]

Eiszeitbildungen einzelner Gebiete.

Europa.

Alpen: Schweiz. *M. Naturf. Ges. Winterthur* 1906 6: 18 S. **Weber.**

Geologische Untersuchungen der Umgebung von Winterthur. Von Prof. Dr. J. Weber.

[Der Verf. hat 1904 in den Verhandlungen der Schweiz. Naturf. Gesellschaft eine Übersicht über die Gebilde des Eiszeitalters in der Umgebung von Winterthur (mit Karte in 1 : 50 000, nicht 1 : 100 000, wie auf derselben verzeichnet) gegeben und setzt nunmehr seine Untersuchungen fort. Die vorliegenden Ausführungen bilden eine Ergänzung zu der denselben beigegebenen geologischen Karte in 1 : 25 000 (Blatt Wiesendangen). Alle Moränen der Umgebung von Winterthur gehören der vorletzten großen Vergletscherung (Riß-Eiszeit) an und zwar dem Rheingletscher. Nur am Nordrand des Blattes erscheinen Jung-Endmoränen, die den Südsaum des Rheingletschers der Würm-Eiszeit markieren. An sie schließt sich nach Süden als Glacialschotter der Schotter der Talebene von Winterthur an. E. B.]

Kaukasus.
 Die Glet Tafeln.
 Kuwenzori.
 The Sno
 T. T. B
 [Unter
 hervorheb
 Behren
 1: 250000.
 gungwe,
 Antaretik
 Projek
 tows
 The V
 Seas.
 and J.
 u. Ab

Klima.
 Über
 Berlir
 [V
 regelre
 und bil
 Posen
 Inland
 nieren.
 verleg
 liche
 werde
 Prähl
 Der
 Stei
 im
 Eine
 im Tex
 Verw
 der E
 Quart
 Wür
 dem
 fakte

[Illegible text block]

[Illegible text block]

[Illegible text block]

[Illegible text block]

[Illegible text block]

[Illegible text block]

[Illegible text block]

[Illegible text block]

Namen- und Sachregister

zum I. Band der Zeitschrift für Gletscherkunde.

1906/07.

Abhandlungen und kleineren Mitteilungen sind durch ein * kenntlich gemacht,
in Literaturbericht und in der Bibliographie besprochenen oder aufgeführten Werke
und Abhandlungen ohne Zeichen.

Ä siehe unter A, Ö und Ø unter O, Û unter U.

A.

- org*, Blatt — der geol. Karte von
Dänemark 317
deenshire, Eiszeit in—, Jamieson 318
hmelzung auf Ötztaler Glet-
chern *13, *292
ensee, Entstehung, Ampferer . 366
mello, Gletscherschwankungen,
Marson 233
ika, Gletscherschwankungen . . *169
Paläozoische Eiszeit 159, 320
Schneegipfel des Ruwenzori, Beh-
rens 364
Schwankungen der Nilflut, Lyons 159
ner, A.: Eiszeitstudien im Mur-
gebiet 157, 232
ska, Quartärforschung, Maddren 159
Gebirge, Brooks 79
feld (Leine), Kalktufflager, Menzel 238
m, Übergossene, Gletscherrückgang,
Crammer 78
ben, Eiszeit, Bibliographie 156, 236, 365
Einheitlichkeit der Eiszeit, Frech
u. Brückner 79
Glaziale Züge in den —, Penck. 156
Gletscher, rezente, Bibliographie
77, 233, 363
mersee, Entstehung, Ule 237
pferer, O.: Entstehung des Achen-
sees 366
Terrasse von Imst-Tarrenz . . . 366
den, Eiszeit in Bolivien u. Peru.
Hauthal *230
gerer, H.: Gletscherschwankungen
in den Ostalpen 78, *162
kogelgebiet, Gletscherbeobachtungen
1898—1904 78
tarklis, Bewegung des Inlandeises,
v. Drygalski *61
Bibliographie 234, 364
- Antenen*, F.: Vereisungen im Eritz,
Schweiz 236
Arapahoe-Gletscher 1905, Henderson 234
Arclowski, H.: Expedition antarctique
Belge 235
— Projekt der Südpolarforschung. . 364
Ardennengeschiebe im niederländischen
Quartär, Wichmann 317
Arizona, Eiszeit in den San Francisco
Mountains, Atwood 320
Arkona, Störungen der Kreide durch
Gletscher, Philippi . . . *81, *199
Armitage, A. B.: Two Years in the
Antarctic 234
Äs an der mecklenburgisch-lauenburgi-
schen Grenze, Bärtling . . . 239
Atwood, W. W.: Glaciation of San
Francisco Mountain, Arizona . . 320
Australien, Karbone Eiszeit, Dubois 159
— Bericht des Glacial-Committee . 159
Austrocknung höherer Bodenlagen, Götz 320
— der Kontinente, Stentzel . . 320
Ayas, Val d' —, Gletscher, Dainelli 274

B.

- Baden*, paläolithische Station bei Mun-
zingen, Steinmann 80
Baffins-Bay, Eistrift, Mecking . . 235
Baltisches Quartär, Rödöquarzporphy-
geschiebe, Milthers 238
Baltzer, A.: Grabenversenkung in gla-
zialen Kiesen 237
Bänderung der Gletscher, Forel . *65
— u. Gletscherbewegung, Crammer 77
— u. Schichtung der norweg. Gletscher,
Rekstad 78
Bärtling, R.: Äs am Neuenkircher See 239
— Aufnahmen auf Blatt Seedorf u.
Zarrentin 318

- Alpen: Bodensee.** *Schriften d. Ver. f. Geschichte d. Bodensees* 35 **Schmidle**
(1906): 71—122.

Zur geologischen Geschichte des nordwestlichen Bodensees bis zum Maximalstand der Würmeiszeit. Von Seminardirektor W. Schmidle. *Mit einer Karte.*

[Die Darstellung, die sich vielfach an die Untersuchungen Penck's anschließt, behandelt die geologische Geschichte der Umgebung des nordwestlichen Bodensees bis zum Maximalstand der Würmeiszeit zurück, also nicht etwa, wie man nach dem Titel schließen könnte, die ältere, sondern gerade die jüngste Periode des Quartärs. Es werden nach der Maximalphase der Würmeiszeit noch 3 Rückzugsphasen bzw. neue, immer kleiner werdende Vorstöße unterschieden und der letzte derselben — sicher mit Unrecht — dem Bühlstadium zugerechnet. Die Karte, deren (nicht angegebenen) Maßstab Referent zu ungefähr 1 : 125 000 bestimmte, gibt durch schematische Signaturen den Verlauf der Moränen an. E. B.]

- **Bayern.** *M. Geogr. Ges. München* 2 (1906): 93—126. **Breu.**
Der Tegernsee — limnologische Studie. Ein Beitrag zur bayerischen Landeskunde von Georg Breu.

[Enthält u. a. eine auf Grund eigener sorgfältiger Messungen ausgeführte Tiefenkarte des Tegernsees in 1 : 12 500, in die merkwürdiger Weise nur die Isobathen von 50 m, 60 m, 65 m und 70 m eingezeichnet sind; die Isobathen zwischen Null und 50 m fehlen. Da alle Lotpunkte mit ihren Tiefen in der Karte enthalten sind, lassen sie sich unschwer nachtragen. Die Entstehung des Sees (S. 135—145) wird auf glaciale Übertiefung zurückgeführt. Auf die limnologischen Resultate können wir hier nicht eingehen. E. B.]

- **Tirol.** *Jb. k. k. Geol. Reichsanstalt* 55 (1905): 369—74. **Ampferer.**
Über die Terrasse von Imst-Tarrenz. Ein Beitrag zu den Studien über die Innal-terrassen. Von O. Ampferer.

- — *Z. Deutsch. u. Oesterr. Alpenver.* 36 (1905): 1—15. —
Aus der geologischen Geschichte des Achensees. Von O. Ampferer.

[In dieser und der vorhergenannten Arbeit desselben Autors handelt es sich um die gewaltige quartäre Akkumulationsterrasse des Innalles. Der Achensee entstand durch Glazialerosion in der Innalauflaufschüttung, die sich in das Seitental hineingebaut hatte.]

- Württemberg.** **Gugenhahn.**
Der Stuttgarter Talkessel von alpinem Eis ausgehöhlt! Mit 6 Abb. u. 2 Plänen. Von M. Gugenhahn. Berlin (1906). 26 S. 8°.

[Der Verf. setzt sich mit seinen Anschauungen in Widerspruch mit der gesamten modernen Wissenschaft, wie in seinem großen S. 230 kurz besprochenen Buch. E. B.]

- Karpathen.** *Természettudományi Füzetek (Temesvár)* 29 (1905): 14—24. **Czirbusz.**
Geza Czirbusz: A délmagyarországi Katlanvölgyekről. (Magyarisch = Über die Cirkustäler Südungarns).

- Belgien, N.-Frankreich.** *B. S. Belge de Géol., Mém.* 20 (1906): 23—43. **Rutot.**
Essai de comparaison entre la série glaciaire du Professeur A. Penck et les divisions du Tertiaire supérieur et du Quaternaire de la Belgique et du Nord de la France. Par A. Rutot.

- *B. S. Belge de géol.* 1905: 133—246. **van Estborn.**
Etude critique et rectificative des interprétations données aux coupes de Morts-terrains tertiaires et quaternaires des soudages houillers en Campine. Par O. van Estborn. *Mit 4 Tafeln.*

[Stellt das reiche Material über Bohrungen zusammen und diskutiert die Resultate.]

Schluß der Redaktion am 28. April 1907.

Namen- und Sachregister

zum I. Band der Zeitschrift für Gletscherkunde.

1906/07.

Die Abhandlungen und kleineren Mitteilungen sind durch ein * kenntlich gemacht, die im Literaturbericht und in der Bibliographie besprochenen oder aufgeführten Werke und Abhandlungen ohne Zeichen.

Ä siehe unter A, Ö und Ø unter O, Ü unter U.

A.

Aalborg, Blatt — der geol. Karte von Dänemark 317
Aberdeenshire, Eiszeit in—, Jamieson 318
Abschmelzung auf Ötztaler Gletschern. *13, *292
Achensee, Entstehung, Ampferer . 366
Adamello, Gletscherschwankungen, Marson 233
Afrika, Gletscherschwankungen . . . *169
— Paläozoische Eiszeit . . . 159, 320
— Schneegipfel des Ruwenzori, Behrens 364
— Schwankungen der Nilflut, Lyons 159
Aigner, A.: Eiszeitstudien im Murgebiet 157, 232
Alaska, Quartärforschung, Maddren 159
— Gebirge, Brooks. 79
Alfeld (Leine), Kalktufflager, Menzel 238
Alm, Übergossene, Gletscherrückgang, Crammer 78
Alpen, Eiszeit, Bibliographie 156, 236, 365
— Einheitlichkeit der Eiszeit, Frech u. Brückner 79
— Glaziale Züge in den —, Penck. 156
— Gletscher, rezente, Bibliographie 77, 233, 363
Ammersee, Entstehung, Ule 237
Ampferer, O.: Entstehung des Achensees 366
— Terrasse von Imst-Tarrenz . . . 366
Anden, Eiszeit in Bolivien u. Peru, Hauthal *230
Angerer, H.: Gletscherschwankungen in den Ostalpen 78, *162
Ankogelgebiet, Gletscherbeobachtungen 1898—1904 78
Antarktis, Bewegung des Inlandeises, v. Drygalski *61
— Bibliographie 234, 364

Antenen, F.: Vereisungen im Eritz, Schweiz 236
Arapahoe-Gletscher 1905, Henderson 234
Arclowski, H.: Expedition antarctique Belge 235
— Projekt der Südpolarforschung. . 364
Ardennengeschiebe im niederländischen Quartär, Wichmann 317
Arizona, Eiszeit in den San Francisco Mountains, Atwood 320
Arkona, Störungen der Kreide durch Gletscher, Philippi *81, *199
Armitage, A. B.: Two Years in the Antarctic 234
Äs an der mecklenburgisch-lauenburgischen Grenze, Bärtling . . . 239
Atwood, W. W.: Glaciation of San Francisco Mountain, Arizona . . 320
Australien, Karbone Eiszeit, Dubois — Bericht des Glacial-Committee . 159
Austrocknung höherer Bodenlagen, Götz — der Kontinente, Stentzel . . 320
Ayas, Val d' —, Gletscher, Dainelli 274

B.

Baden, paläolithische Station bei Munzingen, Steinmann 80
Baffins-Bay, Eistrift, Mecking . . 235
Baltisches Quartär, Rödöquarzporphyrgeschiebe, Milthers 238
Baltzer, A.: Grabenversenkung in glazialen Kiesen 237
Bänderung der Gletscher, Forel . *65
— u. Gletscherbewegung, Crammer 77
— u. Schichtung der norweg. Gletscher, Rekstad 78
Bärtling, R.: Äs am Neuenkircher See 239
— Aufnahmen auf Blatt Seedorf u. Zarrentin 318

- Bayern*, Bibliographie des Quartärs . . . 237. 366
- Baza*, Becken von —, quartäre Bildungen, Siegert . . . 156
- Behrens*, T. T.: Snow Peaks of Ruwenzori . . . 364
- Belgien*, Bibliographie des Quartärs . . . 366
- Pencks Gliederung des Glazials u. Einteilung des Tertiärs u. Quartärs in —, Rutot . . . 366
- Beraun*, Kantengeschiebe daselbst, Spitzner . . . 237
- Bergsturz* von Kandersteg, Schweiz, Turnau . . . 236
- Bericht* über die Gletscher der Dauphiné — — Schweiz 1905 . . . *70
- der internationalen Gletscherkommission . . . 156, *161
- über die wissenschaftl. Unternehmungen des Deutschen u. Österreichischen Alpenvereins . . 77, 78
- Berichtigung* zu Hess. Betrag der Gletschererosion . . . *355
- zu S. 320 Rogers, Glacial Conglomerat in Afrika . . . 380
- Berkey*, C. P.: Laminated interglacial clays of Grants Burg . . . 320
- Berlin*, Paludinschichten bei —, Menzel . . . 239
- Stauvoränen am Teltowkanal, Solger . . . 239
- Bern*, Grabenversenkung in glazialen Kiesen, Baltzer . . . 237
- Bewegung* siehe Gletscherbewegung.
- Bibliographie* . . 76, 156, 233, 317, 362
- Eis der Seen, Flüsse, Meere . . 235
- Geschichte des Klimas, vorquartäre Eiszeiten . . . 159, 320
- Recente Gletscher: Allgemeines . . 76, 156, 233, 362
- — Europa . . . 77, 233, 363
- — andere Gebiete . . . 78, 234, 364
- Quartäre Eiszeit: Allgemeines . . 79, 156, 235, 364
- — Europa . . 70, 156, 236, 317, 365
- — andere Gebiete . . 70, 158, 319
- Blaas*, J.: Neue Fundstelle von Pflanzen in der interglazialen Höttinger Breccie . . . *69
- Blaublätterstruktur* siehe Bänderung.
- Blöcke*, Versetzung durch Treibeis, Leiviskä . . . 157
- Blümcke*, A.: Geschwindigkeiten am Vernagt- u. Guslarferner . . 78, *312
- Gletscherbewegung mit Berücksichtigung ihres senkrechten Anteils . . . *4
- Zeitliche Änderung in der Geschwindigkeit der Gletscherbewegung . . . *73
- Blumer*, E.: Das Säntisgebirge . . . 157
- Blumer*, S.: Pliocän u. Quartär im südlichen Tessin . . . 236
- Bode*, A.: Moränenlandschaft im Oderthal, Harz . . . 80
- Bodensee*, Zur geol. Geschichte des —, Schmidle . . . 366
- Bogolubow*, N.: Zur glazialen Geschichte des Gouvernements Kaluga . . . 157
- Böhmen*, Kantengeschiebe von Beraun, Spitzner . . . 237
- Bohrungen* am Hintereisferner . . 77
- im Gletscher, Mercanton . . 77
- im Quartär bei Braunschweig . . 239
- in der Campine, Belgien
- in Northumberland u. Durham . 319
- in Parchim, Mecklenburg . . . 239
- in Vorpommern 239
- Bolivien*, Eiszeit, Hauthal . . . 250
- Bottnischer Meerbusen*, Dünen, Leiviskä . . . 157
- Bradford-Distrikt*, Vergletscherung, Jowett u. Muff . . . 158
- Braun*, G.: Eiswirkung an Seeufern . 235
- Braunschweig*, Tiefbohrungen, Stolley . . . 239
- Breu*, G.: Der Tegernsee . . . 366
- Brøgger*, W. C.: Strandliniens Beliggenhed under Stenaldere i Norge 240, 360
- Brooks*, A. H.: The Alaskan Range . 79
- Brown*, N. R.: Voyage of the Scotia 364
- Brückner*, E.: Die Eiszeiten in den Alpen u. die „Einheitlichkeit“ der Eiszeit . . . 79
- Einführung des Herausgebers . . *1
- Klimaschwankungen, Easton u. Clough darüber . . . 159
- Schwankungen des Niederschlages im Deutschen Reich 1816—1900. *148
- Protokoll der Gletscherkonferenz in Malaja 1905 . . . 46
- Referate 71, 73
- — in der Bibliographie (E. B. gezeichnet) an zahlreichen Stellen.
- Buchara*, Gletscher, Lipsky . . . 234
- Busch*, A.: Gletscher des Kaukasus . 364
- Büßerschnee*, Deecke . . . 76

C.

- Californien*, Gletscher des Mt. Lyell, Lee . . . 234
- van Calver*, F. J. T.: Basaltgeschiebe aus Groningen, Friesland und Drenthe . . . 238
- Mikroskopische Bilder errat. Schönerscher Basalte . . . 238
- Calvin*, S.: The Aftonian gravels and the drift sheets about Afton Junction and Thayer, Iowa . . . 320

- Canada*, Glazialseen und Krustenbewegungen am St. Lorenz, Coleman 319
 — Gletscherstudien im Felsengebirge, Sherzer 79
Case, E. C.: Peculiar formation of Shore Ice 363
Cayugasee, Moränen, Tarr 80
Cerro Altar, Calderagletscher, Meyer *139
Chamonix, Führer, Whymper 77, 363
Champlaintal, alte Uferlinien, Woodworth 319
Chaney, L. W.: Glacial Explorations in the Montana Rockies 234
Charcot, J. A.: Expedition antarctique française 234
Chelan Lake und sein Gletscher, Gannett 234
Cirkustöler Südungarns, Czirbusz 366
Clough, H. M.: Synchronous Variations in Solar and Terrestrial Phenomena 159
Coleman, A. T.: Glacial Lakes and Pleistocene Changes in the St. Lawrence Valley 319
Collet, L. W.: Rock Bassins in the Alps — Formation of Lakes in the Highlands 319
Colorado, Eiszeit in der Sawatch Range, Davis 320
 — Vereistes Gebiet der Zwillingssseen, Westgate 80
Commission, s. Gletscher-Kommission.
Coolidge, W. A. B.: Central Alps of the Dauphiny 77
Corstorphine, G. S.: Geology of S.-Africa 159
Crammer, H.: Die Gletscher 362
 — Gletscherbewegung u. Moränen 77
 — Rückzug des Gletschers der Übergossenen Alm in Salzburg 78
 — Furchung der Winterschneedecke im Gebirge 76
 — Temperatur des Gletscher- und Inlandeises und Eisbewegung . . *225
Crête-Sèche, Eisseeausbruch, Mercanton *315
Crosby, W. O.: Origin of Eskers . . . 80
Czirbusz, G.: A délmagyarországi Katalánvölgyekröb 366

D.

- Dainelli*, G.: Ghiacciai delle valli di Gressoney e di Ayas, Mte Rosa *254
Dänemark, Boden u. Oberfläche, Machacek 317
 — geol. Karte, Bl. Aalborg u. Nibe 317
 — Quartärfauna, Nordmann . . . 238
Darwas, Gletscher der Kette von —, Lipskij 234
Dauphiné, Arbeiten an den Gletschern 77, 363

- Dauphiné*, Climbers Guides 77
Davis, W. M.: Sculpture of Mountains by Glaciers 156
 — Glaciation of the Sawatch Range, Col. 320
v. Déchy, M.: Kaukasus, Reisen u. Forschungen 78
Deecke, W.: Büßerschnee u. Schneewehen 76
 — Zur Geologie von Pommern . . . 239
 — Bänke der Ostsee vor der pommer-schen Küste 240
Deformationen der Erdrinde, Rudzki *183
Deutsches Reich, Schwankungen des Niederschlages 1816—1900, Brückner 148
 — s. auch Norddeutschland u. die einzelnen Staaten.
Diluvium, s. Quartär, Eiszeit, Inter-glazial u. Postglazial.
Dislokationen bei Boston, Goldthwait 158
 — des Quartärs auf Rügen durch Gletscher, Philippi . . . *81, *199
Dobrowolski, A.: Expedition antarctique Belge, Nuages, neige, givre . . . 235
Dolomiten, Eisbedeckung der —, Schulz 69
Drautal, glaziale Terrassen, Heritsch 155, 157
Druckschwankungen im Gletscher, Hess *247
v. Drygalski, E.: Bewegung des antarktischen Inlandeises *61
 — Eis der Polargebiete 233
Dübi, H.: Beschwörungen des Grindelwaldgletschers 233
Dubois, E.: Formation des dépôts paléoglaciaux permocarbonifériens 159
 — Pluralité des périodes glaciaires dans les Pays bas 237
Duhmel, H.: Alps of the Dauphiny 77
Dünen am bottnischen Meerbusen, Leiviskä 157
 — fossile in Norddeutschland, Solger 364
Durham, präglaziale Täler, Woolacott 319
Dwyka-Konglomerat, permokarbones glaciales 159

E.

- Easton*, C.: Zur Periodizität der solaren u. klimatischen Schwankungen . . 159
Ebeling, M.: Studienreise im Gebiete des Jostedalsbrä 78
Eberswalder Haupttal, Endmoräne, Maas u. Keilhack 157
Ecuador, Calderagletscher des Cerro Altar, Meyer *139
Einführung des Herausgebers . . . *1

- Eis* der Polargebiete, v. Drygalski 253
 — paläokrystisches, Isachsen . . . 363
Eisberge aus der Baffinsbay, Mecking 235
 — deren Entstehung durch Kalben,
 Engell 79
Eisbildungen u. Gletscherkorn,
 Quincke 76
Eisdicke, maximale der Gletscher,
 Schwarz 235
 — Heß *253
Eisseeausbrüche, Geschwindigkeit der
 Flutwelle, Mercanton . . . *315
 — Monographie der —, Rabot . . . 77
 — von St. Gervais 77
Eiswirkung an Seeufern 235
Eiszeit, Ablagerungsbedingungen der
 permokarbonen —, Dubois . . . 159
 — Allgemeines, Bibliographie
 79, 156, 235, 363
 — Einheitlichkeit derselben, Geinitz,
 Frech, Brückner 79
 — Howorth gegen die Lehre von
 der — 80
 — Klima der —, Penck 79
 — Wesen u. Ursache, Geinitz u.
 Frech 79
Eiszeitbildungen in Europa, Biblio-
 graphie 80, 156, 236, 317, 365
 — außereuropäischer Gebiete, Biblio-
 graphie 80, 158, 319
 — in Island, v. Knebel 72
 — — Pjetursson 158
Eiszeiten in den Alpen, Brückner
 u. Frech 79
 — in den Alpen u. Pyrenäen, de
 Lapparent 365
 — in den Niederlanden, Dubois . . 237
 — vorquartäre, Bibliographie . . 159, 320
Elbert, J.: Bodenrelief von Vorpommern
 u. Rügen 317
Engell, M. C.: Eiskalungen im Jakobs-
 havner Eisfjord 79
 — Gletscheruntersuchungen in Grön-
 land 234
England, Vergletscherung des Bradford-
 u. Keighley-Distrikts, Jowett
 u. Muff 158
 — präglaziale Täler in Northumber-
 land und Durham, Woolcott 319
Erdschias Dagh, Gletscher am —,
 Philippson *66
Erosion s. Gletschererosion.
Erratische Geschiebe des Hondsrug,
 van Calker, Jonker 238
Esker, deren Ursprung, Crosby . . 80
Estborn, O. van: Coupes de Morts-
 terrains quaternaires des sondages
 huillers en Campine 366
Europa, Klima von — während der
 Eiszeit, Penck 79
Evettes, Glacier des —, Savoyen, Gi-
 rardin *31
Eydoux, D.: Levés exécutés dans les
 Pyrénées centrales 363

F.

- Facettengeschiebe* aus dem norddeut-
 schen Diluvium, Philippi . . . 238
Fairchild, H. L.: Ice Erosion theory
 a fallacy 235
Fauna, quartäre in Alaska, Maddren 159
 — — von Klinge bei Cottbus, Schrö-
 der, Stoller 318
Fehmarn, geologische Notizen aus —,
 Gagel 239
Felsengebirge Kanadas, Gletscher-
 studien, Sherzer 79
 — in Montana, Gletscheruntersuchun-
 gen, Chaney 234
Finnlnd, Dünen am bottnischen Meer-
 busen, Leiviskä 157
 — Treibeisschrammen u. Transport
 der Blöcke, Leiviskä 157
Finsterwalder, S.: Gletscherbewegung
 mit Berücksichtigung ihres senk-
 rechten Anteils *4
 — Gletscherkonferenz in Sulden . . *293
 — Nachmessungen am Gliederferner 78
 — — des Suldenferners *302
 — Protokoll der Gletscherkonferenz
 in Maloja 1905 76
 — Zeitliche Änderung der Geschwin-
 digkeit der Gletscherbewegung . . 73
Fischer, A.: Im Kaukasus 79
Fjorde Norwegens, deren Entstehung,
 Rekstad 158
Fließen der Gletscher s. Gletscher-
 bewegung.
Flusin, G.: Explorations glaciaires en
 France 77
 — Le Glacier Noir et le Glacier Blanc
 dans le Massif du Pelvoux 77
Flußeis, innere Reibung, Weinberg 362
Folgefjonnbräer, Norwegen, Schwan-
 kungen, Rekstad 78
Forel, F. A.: Gletscherschwankungen
 in der Schweiz . . *70, 77, *161, 363
 — Structure rubanée du glacier . . *65
Fornogletscher, Bewegung u. Schich-
 tung, Reid 76
Frankreich, Eiszeitspuren, Bibliogra-
 phie 157, 236, 366
 — Glacier des Evettes, Girardin, *31
 — Gletscher, recente, Bibliographie
 77, 157, 233, 363
 — Gletscherschwankungen 1905 . . *166
 — Gliederung des Tertiärs und Quar-
 tärs in Beziehung zu Pencks Glie-
 derung des Glazials, Rutot . . 366

- Frech*, F.: Eiszeiten und Klima der geologischen Vorzeit 79
— Einheitlichkeit der Eiszeit . . . 79
Freshfield, D. W.: Gletscherschwankungen 1905 in Afrika *181
Friedrich, G.: Glaziale Stauseen des Steinetales u. des Neißetales . . 318
—, P.: Grundmoräne u. jungglaziale Süßwasserablagerungen bei Lübeck 239
— Die lübeckischen Litorinabildungen 239

G.

- Gagel*, C.: Parchimer Interglazialschichten 239
— Zur Frage des Interglazials . . 239
— Aus Fehmarn u. Wagrien . . . 239
— Quartäre Störungen im Lüneburger Turon 239
— Verbreitung der oberen Grundmoräne in Lauenburg 239
— Aufnahme der Blätter Gudow, Seedorf, Zarrentin, Nüsse u. Siebeneichen 239
Gannett, H.: Lake Chelan and its glacier 234
Garwood, E. J.: Alpine Lakes, Hanging Valleys and Corries 156
Gastein, Doppelgletschertopf, Götzinger 157
Gefällsverhältnisse glazial ausgestalteter Täler Johnson 156
Geikie, J.: Late Quaternary Formations of Scotland *21
Geinitz, E.: Bohrungen bei Parchim u. Interglazial von Ratzeburg u. Oldesloe 239
— Wesen u. Ursache der Eiszeit . . 79
Geschwindigkeit der Gletscher s. Gletscherbewegung
Giétroz-Gletscher, Geschwindigkeit des Eissee-Ausbruches, Mercanton *315
Girardin, P.: Glacier des Evettes en Maurienne (Savoie). Etude glaciologique et morphologique *31
— Les Glaciers de Savoie, Etude physique: Limite des neiges, retrait. 233
— Relation des phénomènes erratiques avec le modèle des hautes vallées glaciaires 80
— Phénomènes actuels, modifications du modèle dans la haute Maurienne 157
Glatzer Neisse, Glaziale Stauseen, Friedrich 318
Gletscher: Die — (Handbuch), Heß 71
— — Crammer 362
— recente, Bibliographie 76, 156, 233, 362
Gletscherausbuch s. Eisseeausbruch.
Gletscherausbuch unter Moräne, deren Erkennung, Mercanton 358
Gletscherbäche im Winter, Heß . . 77

- Gletscherbewegung*, Heß *245, *249
— u. Bänderung, Crammer 77
— u. innere Eistemperatur, Crammer *225
— u. innere Reibung, Weinberg *321
— u. Moränen, Crammer 77
— u. Schichtung des Eises, Reid . 76
— des antarktischen Inlandeises, v. Drygalski *61
— des Nisqually, Le Conte *192
— u. ihre Theorie, Weinberg . *337
— am Vernagt- u. Guslarferner, Blümcke *312
— deren vertikale Komponente, Blümcke u. Finsterwalder . . *4
— zeitliche Änderung der Geschwindigkeiten, Blümcke u. Finsterwalder 73, 77
Gletschereis, innere Reibung, Weinberg *321, 362
— Struktur, Quincke 76, *153
Gletschererosion, Beispiel einer mäßigen, Tarr 80
— Betrag derselben, Heß 78, 156, *246
— — Berichtigung dazu, Heß . . *355
— Felsbecken in Savoyen, Collet 236
— in der Sierra Nevada, Johnson 156
— am Glacier des Evettes, Girardin *41
— besonderer Fall von —, Sardeson 80, 320
— ein Irrtum, Fairchild 235
— im Staate New-York, Tarr . . 319
— in der Sawatch Range, Col., Davis 320
— s. auch Morphologie.
Gletscherkommission, französische . . 77
— internationale, Bericht . . 156, *161
— Schweizerische, Bericht . 77, 233, 363
Gletscherkonferenz in Maloja 1905, Protokoll 76
— in Sulden 1906 *293
Gletscherkorn, Quincke 76, 153
Gletscherkunde, allgemeine, Bibliographie 76, 156, 233, 362
— von Hess 71
— von Crammer 362
— Probleme der —, Heß . . *242, *355
Gletschermarken im Selrain u. nördl. Stubai, Tirol, Lagally . . *226, *314
Gletscherrückgang in Savoyen, Girardin 233
— in den Anden, Meyer *140
Gletscherschwankungen, Heß *246
— in den Adamello-Presanella-Alpen, Marson 233
— Bericht der internationalen Kommission, 1904 156
— — — — — 1905 *161
— des Grindelwaldgletschers, Dübi 233
— in Island 1893—1904, Rabet . *132

Bibliographie.

Über die Anordnung der Titel und die gebrauchten Abkürzungen vergleiche die Bemerkungen im ersten Heft dieser Zeitschrift, S. 76.

Rezente Gletscher.

Allgemeine Gletscherkunde.

Al. Gletscherkunde. *Aus der Natur* 2 (1906): 385—90, 425—32, 467—72, 497—505. **Crammer.**

Die Gletscher. Von Prof. Hans Crammer-Salzburg.

[Auf 23 Seiten wird hier ein kurzer Abriß der Gletscherkunde gegeben, wobei der Verf. besonders auf die von ihm eingehend untersuchten Verhältnisse der Schichtung und Bänderung und ihre Beziehung zur Gletscherbewegung eingeht. Ausgezeichnete Bilder nach photographischen Aufnahmen erläutern die Ausführungen. Von Interesse sind besonders die Bilder des Guslar- und Vernagtfarners von S. Finsterwalder aus 1897, 1899 und 1900, die den plötzlichen Vorstoß des Gletschers Ende des vorigen Jahrhunderts zeigen. E. B.]

Physik des Eises. **Weinberg.**

B. P. Weinberg: Über die innere Reibung des Eises. St. Petersburg, 1906. 144 S. 8^o. (Russisch.)

— *Annalen der Physik* (4) 18 (1905): 81—91; 22 (1907): 321—32. —

Über die innere Reibung des Eises. I und II. Von Boris Weinberg.

[Da der Verf. an anderer Stelle in unserer Zeitschrift eine eingehende Darlegung seiner für die Physik der Gletscher überaus wichtigen experimentellen und theoretischen Untersuchungen gibt, so begnügen wir uns hier damit, die Überschriften der Kapitel seines Werkes zu geben: S. 1—39 Übersicht über die bisherigen Arbeiten betreffend die innere Reibung fester Körper; S. 40—71 direkte Bestimmung des Koeffizienten der inneren Reibung für Flußeis; S. 72—111 ebenso für Gletschereis; S. 112—144 theoretische Ermittlung des Koeffizienten der inneren Reibung des Gletschereises aus der Geschwindigkeit der Gletscherbewegung. Die an zweiter Stelle genannten deutschen Abhandlungen behandeln kurz die Ergebnisse für Flußeis und Gletschereis. E. B.]

—
Notiz (Sametka) über den Einfluß der Temperatur auf die innere Reibung fester Körper. Von B. P. Weinberg. Odessa, 1906. 28 S. 8^o (Russisch.)

Flüssige Kristalle. *Physik. Zeitschrift* 7 (1905): 831—2. —

Über die theoretische Möglichkeit der Existenz von flüssigen Kristallen. Von Boris Weinberg.

[Der Begriff „flüssiger Kristall“ hätte einen inneren Widerspruch, wenn wir den kristallinen Zustand der Materie mit dem festen Zustand derselben identifizieren. Diese Identifizierung ist aber nicht berechtigt. Denn in Wirklichkeit beruht der Unterschied zwischen den kristallinen und amorphen Körpern auf der Verschiedenheit oder Gleichheit der Eigenschaften — u. a. der Elastizitätskräfte — derselben in verschiedenen Richtungen. Der Unterschied zwischen festen und flüssigen (tropfbaren und gasförmigen) Körpern beruht hingegen auf der Größe der Kräfte, die für eine Formänderung derselben nötig ist. Da diese Unterscheidungsmerkmale, von denen eines qualitativ, das andere quantitativ ist, ganz verschieden sind, so kann man auch die Existenz von festen, weichen und auch flüssigen Kristallen theoretisch zulassen. Seine Untersuchungen über die innere Reibung fester Körper, insbesondere des Eises, zeigten dem Verfasser, daß zwischen

festen und flüssigen, wie zwischen kristallinen und amorphen Körpern kein qualitativer Unterschied in den Gesetzen der Kräfte vorhanden ist; die Unterschiede sind rein quantitativen Charakters. Es bleibt also als einziges Merkmal des kristallinen Zustandes die Verschiedenheit der Eigenschaften in verschiedener Richtung bestehen. E. B.]

Paläokrystisches Eis. *Petermanns M.* 52 (1906): 13—19.

Isachsen.

Das paläokrystische Eis. Von Gunnar Isachsen.

[Der Verf., Teilnehmer der zweiten norwegischen Fram-Expedition unter Sverdrup, sucht das an der Westküste von Grönland im Robeson-Kanal auftretende und zuerst von Nares unter diesem Namen beschriebene paläokrystische Eis zu erklären. Er stellt alle Schilderungen zusammen und kommt zum Resultat, daß die Schollenberge Gletschereis, also Eisberge von den Gletschern des Petermanns- und Sherard-Osborn-Fjordes sind, der andere Teil des Eises dagegen Eis des Polarbeckens, das an der Westküste von Grönland nicht so ungehindert nach Süden treiben kann wie an der Ostküste, daher gemeinsam mit den Eisbergen sich hier im Trichter des Robeson-Kanals staut, zusammengepreßt wird und hier stagnierend oft ein sehr hohes Alter erreicht. E. B.]

Seeels. *J. of Geol.* 14 (1906): 134—37.

Case.

A peculiar formation of Shore Ice. By E. C. Case. Mit Abb.

Gletscher einzelner Gebiete.

Europa: Alpen.

Frankreich. *La Géographie* 13 (1906): 437—42.

Jacob.

Rapport préliminaire sur les travaux glaciaires en Dauphiné pendant l'été 1905.

Par Charles Jacob.

[Im Auszuge schon im Bericht von Ch. Rabot S. 166 enthalten.]

Whymper.

Chamonix and the Range of Mont Blanc. By Edward Whymper. 11th ed. London 1906.

Schweiz. *Jahrb. Schweiz. Alpenclub* 41 (1906): 268—87. **Forel, Lugeon, Muret.**

Les variations périodiques des glaciers des Alpes. Par Dr. F. A. Forel, Dr. M.

Lugeon, E. Muret. 26^{me} rapport, 1905.

[Auszug siehe oben S. 161.]

Whymper.

The Valley of Zermatt and the Matterhorn. A Guide. By Edward Whymper. 10th ed. London, 1906.

Übriges Europa.

Pyrenäen. *La Montagne* 1906: 411—20.

Eydoux, Maury.

Note sur les levés exécutés dans les Pyrénées centrales de 1899 à 1905. Par D.

Eydoux et L. Maury.

[Die Aufnahmen erstreckten sich auch auf die Gletscher. 3 Kartenskizzen in 1:20000 geben die Situation der Gletscher von Néoubielhe, des Pic Long und der Gours Blancs. S. 419 gibt in tabellarischer Form eine Übersicht der Gletscher, ihrer Höhenlage, Länge und Fläche. E. B.]

Norwegen. *Naturen (Bergens Museum)* 30 (1906): 7—11.

Rekstad.

Braernes fremrykken sidste aar. (Vorrücken der Gletscher im Jahre 1905). Af I.

Rekstad. Mit 1 Fig.

Außereuropäische Gebiete.

Kaukasus. *Mém. K. Russ. G. Ges. Allg. G.* **32** (1905) Nr. 4, 136 S. **Busch.**
Die Gletscher des westlichen Kaukasus. Von A. A. Busch. (Russisch.) Mit
Tafeln.

Ruwenzori. *G. J.* **28** (1906): 43—50. **Behrens.**
The Snow Peaks of Ruwenzori. Their Probable Positions and Heights. By Lieut.
T. T. Behrens, R. E.

[Unter Verwendung des gesamten vorhandenen Materials, das jedoch, wie der Verf. hervorhebt, z. T. nicht in einer allen Ansprüchen genügenden Form publiziert ist, entwirft Behrens eine Kartenskizze der Lage der verschiedenen Gipfel des Ruwenzori in 1:250000. Als wahrscheinlichster Wert der Höhe des höchsten Gipfels, des Kanyangungwe, findet er 16625 engl. Fuß gleich 5074 m. E. B.]

Antaretika. **Arctowski.**
Projekt einer systematischen Erforschung des Südpolarkontinents. Von H. Arctowski. Kattowitz u. Leipzig, 1905. 34 S. 8°. Mit Karte u. Abb.

— **[Brown, Mossman, Pirie.]**
The Voyage of the Scotia. Being the Record of a Voyage of Exploration in Antarctic Seas. By three of the Staff. (R. N. Rudmose Brown, R. C. Mossman and J. H. Harvey Pirie.) Edinburgh and London, 1906. 376 S. 8°. Mit Karten u. Abb.

Quartäre Eiszeit.**Allgemeines.**

Klima. *Verh. d. Deutschen Geographentages* **15** (1905): 159—72. **Solger.**
Über fossile Dünenformen im norddeutschen Flachlande. Von Dr. F. Solger in
Berlin. Mit 2 Tafeln.

[Verf. zeigt, daß die Inlanddünen Norddeutschlands zu einem wesentlichen Teil regelrechte, mit ihrer Konvexseite nach Osten gerichtete Bogendünen (Barchane) sind, und bildet die zahllosen Bogendünen zwischen Birnbaum und Kreuz in der Provinz Posen kartographisch ab. Solger schließt hieraus, daß zur Zeit der Bildung dieser Inlanddünen Ostwinde vorherrschten, während heute durchaus westliche Winde dominieren. Er möchte diese Zeit der Ostwinde in die Zeit des Schwindens des Inlandeises verlegen, über dem die Tendenz zur Bildung von Anticyklonen bestand und dessen südliche Nachbarschaft dementsprechend von östlichen Winden besonders heimgesucht werden mußte. E. B.]

Prähistorie. **Reinhardt.**
Der Mensch zur Eiszeit in Europa und seine Kulturentwicklung bis zum Ende der Steinzeit. Von Ludwig Reinhardt. München, 1906. 504 S. 8°. Mit 185 Fig. im Text.

[Das übersichtlich und klar geschriebene Werk richtet sich an weitere Kreise. Eine Darlegung der gegenwärtigen Anschauungen vom Vorkommen des Menschen im Tertiär leitet ein; die Eolithen werden — wohl mit Unrecht — nach Klaatsch, Verworn und Rutot als Artefakte betrachtet. In der anschließenden Darstellung der Eiszeit und ihrer geologischen Wirkungen folgt der Verf., was die Einteilung der Quartärzeit anbetrifft, Penck, nur daß er die Namen Güns-, Mindel-, Riß- und Würmeiszeit durch Ordnungszahlen ersetzt. Das III. Kapitel beschäftigt sich mit dem Menschen während der ersten Interglazialzeiten, dessen Kultur durch die Artefakte vom Chelléen- und Moustérien-Typus charakterisiert ist. Die in der Quartärzeit

erfolgte Abtragung des Schweizerischen Mittellandes, insbesondere am Zürichsee, deren ziffernmäßige Bestimmung übrigens nicht, wie Verf. angibt, von Penck, sondern vom Referenten herrührt, gibt dem Verf. Veranlassung die mit dem Beginn der ersten Eiszeit verstrichene Zeit auf 1·1 Millionen Jahre zu veranschlagen; doch ist die Berechnung nicht stichhaltig, da der Verf. u. a. übersehen hat, daß die von ihm benutzten Daten für die Geschwindigkeit der Denudation an Flüssen gewonnen worden sind, während die Abtragung des Mittellandes größtenteils durch Gletschererosion erfolgte. Kap. IV handelt vom Menschen der letzten Interglazialzeit mit seiner Solutrén-Kultur. Mit Unrecht wird die Höttinger Breccie in diese Zeit gestellt; sie gehört nach Penck in die vorletzte Interglazialzeit. Kap. V schildert den Menschen der frühen Nacheiszeit (Magdalénien-Stufe). Die weiteren Kapitel seien hier nur kurz aufgeführt: VI Übergangsperiode von der älteren zur jüngeren Steinzeit, VII jüngere Steinzeit und ihre materiellen Kulturerwerbungen, VIII die Germanen als Träger der megalithischen Kultur, IX Entwicklung der geistigen Kultur am Ende der Steinzeit, X Steinzeit-Menschen der Gegenwart, XI Niederschläge aus alter Zeit in Sitten und Anschauungen der geschichtlichen Europäer. Entbehren auch die Darlegungen des Verf. hier und da der kritischen Sichtung des Materials, so ist das Buch als Zusammenfassung für weitere Kreise doch von Nutzen. Auch dem Fachmann würde es als Nachschlagewerk von Wert sein, wenn die benutzte reiche Literatur auch zitiert wäre. Für das Fehlen der Zitate darf man aber wohl weniger den Verf. als den Verleger verantwortlich machen, da bekanntermaßen gerade bei den Verlegern eine große Abneigung gegen Zitate besteht. E. B.]

Prähistorie. *Revue des questions Scientifiques* 1906: 289—315. **de Lapparent.**

La chronologie des époques glaciaires et l'ancienneté de l'homme. Par A. de Lapparent.

— *La Géographie* 13 (1906): 417—24. —

Les époques glaciaires dans le massif alpin et la région pyrénéenne. Par A. de Lapparent,

[In beiden Abhandlungen berichtet der Verf. über Penck und Brückners Alpen im Eiszeitalter und H. Obermeyers Quartärstudien in den Pyrenäen, dabei besonders die Ausführungen über Einordnung der paläolithischen Funde in die Quartärhorizonte berücksichtigend. E. B.]

Eiszeitbildungen einzelner Gebiete.

Europa.

Alpen: Schweiz. *M. Naturf. Ges. Winterthur* 1906 6: 18 S. **Weber.**

Geologische Untersuchungen der Umgebung von Winterthur. Von Prof. Dr. J. Weber.

[Der Verf. hat 1904 in den Verhandlungen der Schweiz. Naturf. Gesellschaft eine Übersicht über die Gebilde des Eiszeitalters in der Umgebung von Winterthur (mit Karte in 1 : 50 000, nicht 1 : 100 000, wie auf derselben verzeichnet) gegeben und setzt nunmehr seine Untersuchungen fort. Die vorliegenden Ausführungen bilden eine Ergänzung zu der denselben beigegebenen geologischen Karte in 1 : 25 000 (Blatt Wiesendangen). Alle Moränen der Umgebung von Winterthur gehören der vorletzten großen Vergletscherung (Riß-Eiszeit) an und zwar dem Rheingletscher. Nur am Nordrand des Blattes erscheinen Jung-Endmoränen, die den Südsaum des Rheingletschers der Würm-Eiszeit markieren. An sie schließt sich nach Süden als Glacialschotter der Schotter der Talebene von Winterthur an. E. B.]

Alpen: Bodensee. *Schriften d. Ver. f. Geschichte d. Bodensees* 35 **Schmidle**
(1906): 71—122.

Zur geologischen Geschichte des nordwestlichen Bodensees bis zum Maximalstand der Würmeiszeit. Von Seminardirektor W. Schmidle. *Mit einer Karte.*

[Die Darstellung, die sich vielfach an die Untersuchungen *Penck's* anschließt, behandelt die geologische Geschichte der Umgebung des nordwestlichen Bodensees bis zum Maximalstand der Würmeiszeit *zurück*, also nicht etwa, wie man nach dem Titel schließen könnte, die ältere, sondern gerade die jüngste Periode des Quartärs. Es werden nach der Maximalphase der Würmeiszeit noch 3 Rückzugsphasen bzw. neue, immer kleiner werdende Vorstöße unterschieden und der letzte derselben — sicher mit Unrecht — dem Bühlstadium zugerechnet. Die Karte, deren (nicht angegebenen) Maßstab Referent zu ungefähr 1 : 125 000 bestimmte, gibt durch schematische Signaturen den Verlauf der Moränen an. E. B.]

— **Bayern.** *M. Geogr. Ges. München* 2 (1906): 93—126. **Breu.**
Der Tegernsee — limnologische Studie. Ein Beitrag zur bayerischen Landeskunde von Georg Breu.

[Enthält u. a. eine auf Grund eigener sorgfältiger Messungen ausgeführte Tiefenkarte des Tegernsees in 1 : 12 500, in die merkwürdiger Weise nur die Isobathen von 50 m, 60 m, 65 m und 70 m eingezeichnet sind; die Isobathen zwischen Null und 50 m fehlen. Da alle Lotpunkte mit ihren Tiefen in der Karte enthalten sind, lassen sie sich unschwer nachtragen. Die Entstehung des Sees (S. 135—145) wird auf glaciale Übertiefung zurückgeführt. Auf die limnologischen Resultate können wir hier nicht eingehen. E. B.]

— **Tirol.** *Jb. k. k. Geol. Reichsanstalt* 55 (1905): 369—74. **Ampferer.**
Über die Terrasse von Imst-Tarrenz. Ein Beitrag zu den Studien über die Innalt-terrassen. Von O. Ampferer.

— — *Z. Deutsch. u. Oesterr. Alpenver.* 36 (1905): 1—15. —
Aus der geologischen Geschichte des Achensees. Von O. Ampferer.

[In dieser und der vorhergenannten Arbeit desselben Autors handelt es sich um die gewaltige quartäre Akkumulationsterrasse des Innates. Der Achensee entstand durch Glazialerosion in der Innतालaufrichtung, die sich in das Seitental hineingebaut hatte.]

Württemberg. **Gugenhahn.**
Der Stuttgarter Talkessel von alpinem Eis ausgehöhlt! Mit 6 Abb. u. 2 Plänen. Von M. Gugenhahn. Berlin (1906). 26 S. 8°.

[Der Verf. setzt sich mit seinen Anschauungen in Widerspruch mit der gesamten modernen Wissenschaft, wie in seinem großen S. 230 kurz besprochenen Buch. E. B.]

Karpathen. *Természettudományi Füzetek (Temesvár)* 29 (1905): 14—24. **Czirbusz.**
Geza Czirbusz: A délmagyarországi Katlanvölgyekről. (Magyarisch = Über die Cirkustäler Südungarns).

Belgien, N.-Frankreich. *B. S. Belge de Géol., Mém.* 20 (1906): 23—43. **Rutot.**
Essai de comparaison entre la série glaciaire du Professeur A. Penck et les divisions du Tertiaire supérieur et du Quaternaire de la Belgique et du Nord de la France. Par A. Rutot.

— *B. S. Belge de géol.* 1905: 133—246. **van Estborn.**
Etude critique et rectificative des interprétations données aux coupes de Morts-terrains tertiaires et quaternaires des soudages houillers en Campine. Par O. van Estborn. *Mit 4 Tafeln.*

[Stellt das reiche Material über Bohrungen zusammen und diskutiert die Resultate.]

Schluß der Redaktion am 28. April 1907.

Namen- und Sachregister

zum I. Band der Zeitschrift für Gletscherkunde.

1906/07.

Die Abhandlungen und kleineren Mitteilungen sind durch ein * kenntlich gemacht, die im Literaturbericht und in der Bibliographie besprochenen oder aufgeführten Werke und Abhandlungen ohne Zeichen.

Ä siehe unter A, Ö und Ø unter O, Ü unter U.

A.

Aalborg, Blatt — der geol. Karte von Dänemark 317
Aberdeenshire, Eiszeit in—, Jamieson 318
Abschmelzung auf Öztaler Gletschern. *13. *292
Achensee, Entstehung, Ampferer . 366
Adamello, Gletscherschwankungen, Marson 233
Afrika, Gletscherschwankungen . . *169
 — Paläozoische Eiszeit 159, 320
 — Schneegipfel des Ruwenzori, Behrens 364
 — Schwankungen der Nilflut, Lyons 159
Aigner, A.: Eiszeitstudien im Murgebiet 157, 232
Alaska, Quartärforschung, Maddren 159
 — Gebirge, Brooks. 79
Alfeld (Leine), Kalktufflager, Menzel 238
Alm, Übergossene, Gletscherrückgang, Crammer 78
Alpen, Eiszeit, Bibliographie 156, 236, 365
 — Einheitlichkeit der Eiszeit, Frech u. Brückner 79
 — Glaziale Züge in den —, Penck. 156
 — Gletscher, rezente, Bibliographie 77, 233, 363
Ammersee, Entstehung, Ule 237
Ampferer, O.: Entstehung des Achensees 366
 — Terrasse von Imst-Tarrenz . . 366
Anden, Eiszeit in Bolivien u. Peru. Hauthal *230
Angerer, H.: Gletscherschwankungen in den Ostalpen 78, *162
Ankogelgebiet, Gletscherbeobachtungen 1898—1904 78
Antarktis, Bewegung des Inlandeises, v. Drygalski *61
 — Bibliographie 234, 364

Antenen, F.: Vereisungen im Eritz, Schweiz 236
Arapahoe-Gletscher 1905, Henderson 234
Arctowski, H.: Expedition antarctique Belge 235
 — Projekt der Südpolarforschung. . 364
Ardennengeschiebe im niederländischen Quartär, Wichmann 317
Arizona, Eiszeit in den San Francisco Mountains, Atwood 320
Arkona, Störungen der Kreide durch Gletscher, Philippi . . . *81, *199
Armitage, A. B.: Two Years in the Antarctic 234
Äs an der mecklenburgisch-lauenburgischen Grenze, Bärtling . . . 239
Atwood, W. W.: Glaciation of San Francisco Mountain, Arizona . . 320
Australien, Karbone Eiszeit, Dubois 159
 — Bericht des Glacial-Committee . 159
Austrocknung höherer Bodenlagen, Götz 320
 — der Kontinente, Stentzel . . 320
Ayas, Val d' —, Gletscher, Dainelli 274

B.

Baden, paläolithische Station bei Munningen, Steinmann 80
Baffins-Bay, Eistrift, Mecking . . 235
Baltisches Quartär, Rödöquarzporphyrgeschiebe, Milthers 238
Baltzer, A.: Grabenversenkung in glazialen Kiesen 237
Bänderung der Gletscher, Forel . *65
 — u. Gletscherbewegung, Crammer 77
 — u. Schichtung der norweg. Gletscher, Rekstad 78
Bärtling, R.: Äs am Neuenkircher See — Aufnahmen auf Blatt Seedorf u. Zarrentin 318

- Bayern*, Bibliographie des Quartärs 237, 366
- Baza*, Becken von —, quartäre Bildungen, Siegert 156
- Behrens*, T. T.: Snow Peaks of Ruwenzori 364
- Belgien*, Bibliographie des Quartärs 366
- Pencks Gliederung des Glazials u. Einteilung des Tertiärs u. Quartärs in —, Rutot 366
- Beraun*, Kantengeschiebe daselbst, Spitzner 237
- Bergsturz* von Kandersteg, Schweiz, Turnau 236
- Bericht* über die Gletscher der Dauphiné — Schweiz 1905 *70
- der internationalen Gletscherkommission 156, *161
- über die wissenschaftl. Unternehmungen des Deutschen u. Österreichischen Alpenvereins . . 77, 78
- Berichtigung* zu Hess, Betrag der Gletschererosion *355
- zu S. 320 Rogers, Glacial Conglomerat in Afrika 380
- Berkey*, C. P.: Laminated interglacial clays of Grants Burg 320
- Berlin*, Paludinenschichten bei —, Menzel 239
- Staumoränen am Teltowkanal, Solger 239
- Bern*, Grabenversenkung in glazialen Kiesen, Baltzer 237
- Bewegung* siehe Gletscherbewegung.
- Bibliographie* . . . 76, 156, 233, 317, 362
- Eis der Seen, Flüsse, Meere . . . 235
- Geschichte des Klimas, vorquartäre Eiszeiten 159, 320
- Recente Gletscher: Allgemeines . . . 76, 156, 233, 362
- — Europa 77, 233, 363
- — andere Gebiete . . . 78, 234, 364
- Quartäre Eiszeit: Allgemeines . . . 79, 156, 235, 364
- — Europa . . . 70, 156, 236, 317, 365
- — andere Gebiete . . . 70, 158, 319
- Blaas*, J.: Neue Fundstelle von Pflanzen in der interglazialen Höttinger Breccie *69
- Blaublätterstruktur* siehe Bänderung.
- Blöcke*, Versetzung durch Treibeis, Leiviskä 157
- Blümcke*, A.: Geschwindigkeiten am Vernagt- u. Guslarferner . . 78, *312
- Gletscherbewegung mit Berücksichtigung ihres senkrechten Anteils *4
- Zeitliche Änderung in der Geschwindigkeit der Gletscherbewegung *73
- Blumer*, E.: Das Säntisgebirge 157
- Blumer*, S.: Pliocän u. Quartär im südlichen Tessin 236
- Bode*, A.: Moränenlandschaft im Oderthal, Harz 80
- Bodensee*, Zur geol. Geschichte des —, Schmidle 366
- Bogolubow*, N.: Zur glazialen Geschichte des Gouvernements Kaluga . . . 157
- Böhmen*, Kantengeschiebe von Beraun, Spitzner 237
- Bohrungen* am Hintereisferner . . . 77
- im Gletscher, Mercanton . . . 77
- im Quartär bei Braunschweig . . 239
- in der Campine, Belgien
- in Northumberland u. Durham . 319
- in Parchim, Mecklenburg 239
- in Vorpommern 239
- Bolivien*, Eiszeit, Hauthal 250
- Bottnischer Meerbusen*, Dünen, Leiviskä 157
- Bradford-Distrikt*, Vergletscherung, Jowett u. Muff 158
- Braun*, G.: Eiswirkung an Seeufern . . 235
- Braunschweig*, Tiefbohrungen, Stolley 239
- Breu*, G.: Der Tegernsee 366
- Brøgger*, W. C.: Strandliniens Beliggenhed under Stenalderen i Norge 240, 360
- Brooks*, A. H.: The Alaskan Range . . 79
- Brown*, N. R.: Voyage of the Scotia 364
- Brückner*, E.: Die Eiszeiten in den Alpen u. die „Einheitlichkeit“ der Eiszeit 79
- Einführung des Herausgebers . . *1
- Klimaschwankungen, Easton u. Clough darüber 159
- Schwankungen des Niederschlages im Deutschen Reich 1816—1900. *148
- Protokoll der Gletscherkonferenz in Malaja 1905 46
- Referate 71, 73
- — in der Bibliographie (E. B. gezeichnet) an zahlreichen Stellen.
- Buchara*, Gletscher, Lipsky 234
- Busch*, A.: Gletscher des Kaukasus . . 364
- Büßerschnee*, Deecke 76

C.

- Californien*, Gletscher des Mt. Lyell, Lee 234
- van Calker*, F. J. T.: Basaltgeschiebe aus Groningen, Friesland und Drenthe 238
- Mikroskopische Bilder errat. Schonnenscher Basalte 238
- Calvin*, S.: The Aftonian gravels and the drift sheets about Afton Junction and Thayer, Iowa 320

- Canada*, Glazialseen und Krustenbewegungen am St. Lorenz, Coleman 319
 — Gletscherstudien im Felsengebirge, Sherzer 79
Case, E. C.: Peculiar formation of Shore Ice 363
Cayugasee, Moränen, Tarr 80
Cerro Altar, Calderagletscher, Meyer*139
Chamonix, Führer, Whymper 77. 363
Champlaintal, alte Uferlinien, Woodworth 319
Chaney, L. W.: Glacial Explorations in the Montana Rockies 234
Charcot, J. A.: Expedition antarctique française 234
Chelan Lake und sein Gletscher, Gannett 234
Cirkustäler Südungarns, Czirbusz 366
Clough, H. M.: Synchronous Variations in Solar and Terrestrial Phenomena 159
Coleman, A. T.: Glacial Lakes and Pleistocene Changes in the St. Lawrence Valley 319
Collet, L. W.: Rock Bassins in the Alps — Formation of Lakes in the Highlands 319
Colorado, Eiszeit in der Sawatch Range, Davis 320
 — Vereistes Gebiet der Zwillingsseen, Westgate 80
Commission, s. Gletscher-Kommission.
Coolidge, W. A. B.: Central Alps of the Dauphiny 77
Corstorphine, G. S.: Geology of S.-Africa 159
Crammer, H.: Die Gletscher 362
 — Gletscherbewegung u. Moränen 77
 — Rückzug des Gletschers der Übergossenen Alm in Salzburg 78
 — Furchung der Wintersneedecke im Gebirge 76
 — Temperatur des Gletscher- und Inlandeises und Eisbewegung . . *225
Crête-Sèche, Eissecausbruch, Mercanton *315
Crosby, W. O.: Origin of Eskers 80
Czirbusz, G.: A délmagyarországi Katalánvölgyekröb 366

D.

- Dainelli*, G.: Ghiacciai delle valli di Gressoney e di Ayas, Mte Rosa *254
Dänemark, Boden u. Oberfläche, Macháček 317
 — geol. Karte, Bl. Aalborg u. Nibe 317
 — Quartärfauna, Nordmann 238
Darwas, Gletscher der Kette von —, Lipskij 234
Dauphiné, Arbeiten an den Gletschern 77. 363

- Dauphiné*, Climbers Guides 77
Davis, W. M.: Sculpture of Mountains by Glaciers 156
 — Glaciation of the Sawatch Range, Col. 320
v. Déchy, M.: Kaukasus, Reisen u. Forschungen 78
Deecke, W.: Büßerschnee u. Schneewehen 76
 — Zur Geologie von Pommern 239
 — Bänke der Ostsee vor der pommer-schen Küste 240
Deformationen der Erdrinde, Rudzki*183
Deutsches Reich, Schwankungen des Niederschlages 1816—1900, Brückner 148
 — s. auch Norddeutschland u. die einzelnen Staaten.
Diluvium, s. Quartär, Eiszeit, Inter-glazial u. Postglazial.
Dislokationen bei Boston, Goldthwait 158
 — des Quartärs auf Rügen durch Gletscher, Philipp . . . *81, *199
Dobrowolski, A.: Expedition antarctique Belge, Nuages, neige, givre 235
Dolomiten, Eisbedeckung der —, Schulz 69
Drautal, glaziale Terrassen, Heritsch 155. 157
Druckschwankungen im Gletscher, Hess *247
v. Drygalski, E.: Bewegung des antarktischen Inlandeises *61
 — Eis der Polargebiete 233
Dübi, H.: Beschwörungen des Grindelwaldgletschers 233
Dubois, E.: Formation des dépôts paléoglaciaux permocarbonifériens 159
 — Pluralité des périodes glaciaires dans les Pays bas 237
Duhmel, H.: Alps of the Dauphiny 77
Dünen am bottenischen Meerbusen, Leiviskä 157
 — fossile in Norddeutschland, Solger 364
Durham, präglaziale Täler, Woolacott 319
Dwyka-Konglomerat, permokarbones glaciales 159

E.

- Easton*, C.: Zur Periodizität der solaren u. klimatischen Schwankungen . . . 159
Ebeling, M.: Studienreise im Gebiete des Jostedalsbrä 78
Eberswalder Haupttal, Endmoräne, Maas u. Keilhack 157
Ecuador, Calderagletscher des Cerro Altar, Meyer *139
Einführung des Herausgebers *1

- Eis* der Polargebiete, v. Drygalski 253
 — paläokrystisches, Isachsen . . . 363
Eisberge aus der Baffinsbay, Mecking 235
 — deren Entstehung durch Kalben,
 Engell 79
Eisbildungen u. Gletscherkorn,
 Quincke 76
Eisdicke, maximale der Gletscher,
 Schwarz 235
 — Heß *253
Eisseeausbrüche, Geschwindigkeit der
 Flutwelle, Mercanton . . . *315
 — Monographie der —, Rabot . . . 77
 — von St. Gervais 77
Eiswirkung an Seeufern 235
Eiszeit, Ablagerungsbedingungen der
 permokarbonen —, Dubois . . . 159
 — Allgemeines, Bibliographie
 79, 156, 235, 363
 — Einheitlichkeit derselben, Geinitz,
 Frech, Brückner 79
 — Howorth gegen die Lehre von
 der — 80
 — Klima der —, Penck 79
 — Wesen u. Ursache, Geinitz u.
 Frech 79
Eiszeitbildungen in Europa, Biblio-
 graphie 80, 156, 236, 317, 365
 — außereuropäischer Gebiete, Biblio-
 graphie 80, 158, 319
 — in Island, v. Knebel 72
 — — Pjetursson 158
Eiszeiten in den Alpen, Brückner
 u. Frech 79
 — in den Alpen u. Pyrenäen, de
 Lapparent 365
 — in den Niederlanden, Dubois . . 237
 — vorquartäre, Bibliographie . . 159, 320
Elbert, J.: Bodenrelief von Vorpommern
 u. Rügen 317
Engell, M. C.: Eiskalben im Jakobs-
 havner Eisfjord 79
 — Gletscheruntersuchungen in Grön-
 land 234
England, Vergletscherung des Bradford-
 u. Keighley-Distrikts, Jowett
 u. Muff 158
 — präglaziale Täler in Northumber-
 land und Durham, Woolcott 319
Eräschiás Dagh, Gletscher am —,
 Philippson *66
Erosion s. Gletschererosion.
Erratische Geschiebe des Hondsrug,
 van Calker, Jonker 238
Esker, deren Ursprung, Crosby . . 80
Estborn, O. van: Coupes de Morts-
 terrains quaternaires des sondages
 huillers en Campine 366
Europa, Klima von — während der
 Eiszeit, Penck 79
Evettes, Glacier des —, Savoyen, Gi-
 rardin *31
Eydoux, D.: Levés exécutés dans les
 Pyrénées centrales 363
- F.**
- Facettengeschiebe* aus dem norddeut-
 schen Diluvium, Philippi . . . 238
Fairchild, H. L.: Ice Erosion theory
 a fallacy 235
Fauna, quartäre in Alaska, Maddren 159
 — — von Klinge bei Cottbus, Schrö-
 der, Stoller 318
Fehmarn, geologische Notizen aus —,
 Gagel 239
Felsengebirge Kanadas, Gletscher-
 studien, Sherzer 79
 — in Montana, Gletscheruntersuchun-
 gen, Chaney 234
Finnlnd, Dünen am bottnischen Meer-
 busen, Leiviskä 157
 — Treibeisschrammen u. Transport
 der Blöcke, Leiviskä 157
Finstertwälder, S.: Gletscherbewegung
 mit Berücksichtigung ihres senk-
 rechten Anteils *4
 — Gletscherkonferenz in Sulden . . *293
 — Nachmessungen am Gliederferner 78
 — — des Suldenferners *302
 — Protokoll der Gletscherkonferenz
 in Maloja 1905 76
 — Zeitliche Änderung der Geschwin-
 digkeit der Gletscherbewegung . . 73
Fischer, A.: Im Kaukasus 79
Fjorde Norwegens, deren Entstehung,
 Rekstad 158
Fließen der Gletscher s. Gletscher-
 bewegung.
Flusin, G.: Explorations glaciaires en
 France 77
 — Le Glacier Noir et le Glacier Blanc
 dans le Massif du Pelvoux 77
Flußeis, innere Reibung, Weinberg 362
Folgefjonnbräer, Norwegen, Schwan-
 kungen, Rekstad 78
Forel, F. A.: Gletscherschwankungen
 in der Schweiz . . *70, 77, *161, 363
 — Structure rubanée du glacier . . *65
Fornogletscher, Bewegung u. Schich-
 tung, Reid 76
Frankreich, Eiszeitspuren, Bibliogra-
 phie 157, 236, 366
 — Glacier des Evettes, Girardin, *31
 — Gletscher, recente, Bibliographie
 77, 157, 233, 363
 — Gletscherschwankungen 1905 . . *166
 — Gliederung des Tertiärs und Quar-
 tärs in Beziehung zu Pencks Gli-
 derung des Glazials, Rutot . . 366

- Frech*, F.: Eiszeiten und Klima der geologischen Vorzeit 79
 — Einheitlichkeit der Eiszeit 79
Freshfield, D. W.: Gletscherschwankungen 1905 in Afrika *181
Friedrich, G.: Glaziale Stauseen des Steinetales u. des Neißetales 318
 —, P.: Grundmoräne u. jungglaziale Süßwasserablagerungen bei Lübeck 239
 — Die lübeckischen Litorinabildungen 239

G.

- Gagel*, C.: Parchimer Interglazialschichten 239
 — Zur Frage des Interglazials 239
 — Aus Fehmarn u. Wagrien 239
 — Quartäre Störungen im Lüneburger Turon 239
 — Verbreitung der oberen Grundmoräne in Lauenburg 239
 — Aufnahme der Blätter Gudow, Seedorf, Zarrentin, Nüsse u. Sieben-eichen 239
Gannett, H.: Lake Chelan and its glacier 234
Garwood, E. J.: Alpine Lakes, Hanging Valleys and Corries 156
Gastein, Doppelgletschertopf, Göt-zinger 157
Gefällsverhältnisse glazial ausgestalteter Täler Johnson 156
Geikie, J.: Late Quaternary Formations of Scotland *21
Geinitz, E.: Bohrungen bei Parchim u. Interglazial von Ratzeburg u. Oldesloe 239
 — Wesen u. Ursache der Eiszeit 79
Geschwindigkeit der Gletscher s. Gletscherbewegung
Giétroz-Gletscher, Geschwindigkeit des Eissee-Ausbruches, Mercanton *315
Girardin, P.: Glacier des Evettes en Maurienne (Savoie). Etude glaciologique et morphologique *31
 — Les Glaciers de Savoie, Etude physique: Limite des neiges, retrait. 233
 — Relation des phénomènes erratiques avec le modèle des hautes vallées glaciaires 80
 — Phénomènes actuels, modifications du modèle dans la haute Maurienne 157
*Glatzer Neiß*e, Glaziale Stauseen, Friedrich 318
Gletscher: Die — (Handbuch), Heß 71
 — — Crammer 362
 — recente, Bibliographie 76, 156, 233, 362
Gletscherausbuch s. Eisseeausbruch.
Gletscherausbuch unter Moräne, deren Erkennung, Mercanton 358
Gletscherbäche im Winter, Heß 77

- Gletscherbewegung*, Heß *245, *249
 — u. Bänderung, Crammer 77
 — u. innere Eistemperatur, Crammer *225
 — u. innere Reibung, Weinberg *321
 — u. Moränen, Crammer 77
 — u. Schichtung des Eises, Reid 76
 — des antarktischen Inlandeises, v. Drygalski *61
 — des Nisqually, Le Conte *192
 — u. ihre Theorie, Weinberg . *337
 — am Vernagt- u. Guslarferner, Blümcke *312
 — deren vertikale Komponente, Blümcke u. Finsterwalder *4
 — zeitliche Änderung der Geschwindigkeiten, Blümcke u. Finsterwalder 73, 77
Gletschereis, innere Reibung, Weinberg *321, 362
 — Struktur, Quincke 76, *153
Gletschererosion, Beispiel einer mäßigen, Tarr 80
 — Betrag derselben, Heß 78, 156, *246
 — — Berichtigung dazu, Heß . . . *355
 — Felsbecken in Savoyen, Collet 236
 — in der Sierra Nevada, Johnson 156
 — am Glacier des Evettes, Girardin *41
 — besonderer Fall von —, Sardeson 80, 320
 — ein Irrtum, Fairchild 235
 — im Staate New-York, Tarr 319
 — in der Sawatch Range, Col., Davis 320
 — s. auch Morphologie.
Gletscherkommission, französische 77
 — internationale, Bericht 156, *161
 — Schweizerische, Bericht 77, 233, 363
Gletscherkonferenz in Maloja 1905, Protokoll 76
 — in Sulden 1906 *293
Gletscherhorn, Quincke 76, 153
Gletscherkunde, allgemeine, Bibliographie 76, 156, 233, 362
 — von Hess 71
 — von Crammer 362
 — Probleme der —, Heß *242, *355
Gletschermarken im Selrain u. nördl. Stubai, Tirol, Lagally *226, *314
Gletscherrückgang in Savoyen, Girardin 233
 — in den Anden, Meyer *140
Gletscherschwankungen, Heß *246
 — in den Adamello-Presanella-Alpen, Marson 233
 — Bericht der internationalen Kommission, 1904 156
 — — — — — 1905 *161
 — des Grindelwaldgletschers, Dübli 233
 — in Island 1893—1904, Rabet . *132

- Gletscherschwankungen* in der Mte Rosa-Gruppe, Dainelli *254
 — in Norwegen, Øyen *46, Rekestad 78, *347, Rudel *229
 — in Rußland 1902, v. Schokalsky 78
 — in den Schweizer Alpen, 1904, Forel u. Muret 77
 — — — — 1905 *70, *161, 233, 363
 — im Selrain u. Stubai, Lagally *226, *314
 — Verzögerung im Firnfeld, Reid 156
 — der Übergossenen Alm, Salzburg, Crammer 78
Gletschersee s. Eisse
Gliederferner, Nachmessungen 1904, Finsterwalder 78
Goldberggruppe, Nachmessung der Gletscher *305
Goldthwait, J. W.: Sand Plains of Glacial Lake Sudbury 158
Götz, W.: Schwinden des Wassers in höheren Bodenlagen 320
Götzinger, G.: Nachmessungen an den Gletschern der Goldberggruppe (Hohe Tauern) 1905 *305
 — Doppelgletschertopf bei Gasten . 157
Grabenversenkung in glazialen Kiesen, Baltzer 237
Gressoneytal, Gletscher daselbst, Dainelli *255
Grindelwaldgletscher, Beschwörungen, Dübi 233
Groningen, Erratica daselbst, Jonker 238, 317
Grönland, Gletscheruntersuchungen, Koch u. Engell 234
 — Kalben der Gletscher, Engell . 79
 — paläokrystisches Eis, Isachsen 363
 — postglaziale Landverbindung mit Norwegen, Simmons 158
Grundmoräne, obere, in Lauenburg, Gagel 239
 — bei Lübeck, Friedrich 239
Guadix, Pleistocän im Becken von —, Siegert 156
Gugenhahn, M.: Der Stuttgarter Talkessel von alpinem Eise ausgehöhlt 366
 — Vergletscherung der Erde von Pol zu Pol 236
Guslarferner, Geschwindigkeit, Blümcke 78
- H.**
- Hagenbach-Bischoff*, E.: Bericht der Gletscherkommission 233
Hamburg, A.: Astronomische, photogrammetrische u. erdmagnetische Arbeiten von A. G. Nathorst schwedischer Polarexpedition . . 78
Hamburg, erste Vereisung, Menzel 239
Hammer, W.: Interglaziale Breccie im Trafoier Tal, Tirol 157
Hannover, Quartärbildungen, Menzel 238
Hängeläler siehe Täler
Harz, Moränenlandschaft im Odertal, Bode 80
Hatch, F. H.: Geology of South-Africa 159
Hauthal, R.: Quartäre Vergletscherung der Anden *230
Hebung Schottlands, Jamieson . 319
Hebungen s. auch Krustenbewegungen.
Heiden, H.: Die lübeckischen Litorinabildungen 239
Heim, Albert: Das Säntisgebirge . . 157
Heim, Arnold: Das Säntisgebirge 155, 157
Henderson, J.: Arapahoe Glacier in 1905 234
Heritsch, F.: Die glazialen Terrassen des Drautales 155, 157
 — Referate 155, 232
Heß, H.: Betrag der Gletschererosion 78, 156, *287, *355
 — Die Gletscher 71
 — Probleme der Gletscherkunde . . *241
 — Referat 153
 — Schutthalt der Innenmoränen einiger Ötztaler Gletscher . *287, *355
 — Tiefbohrungen am Hintereisferner 77
 — Winterwasser der Gletscherbäche. 77
Himalaya, Erforschung des Hoh-, Lumba- u. Sosbon-Gletschers, Workmann 79
Hintereisferner, Bewegung, Blümcke u. Finsterwalder *4
 — Erosion am —, Heß 78, 156, *289, *355
 — Geschwindigkeitsschwankungen, Blümcke u. Finsterwalder 73
 — Schutthalt der Innenmoränen, Heß *287, *355
 — Tiefbohrungen, Blümcke u. Heß 77
Hissargebirge, Gletscher, Lipskij. 234
Hitzel, M.: Topographie de la haute vallée de la côte Saint André (Isère) 236
Hochalpenspitz-Gebiet, Gletscherbeobachtungen, Angerer 78
Hochjochferner, Schutthalt der Innenmoräne, Heß *287, *355
Hochkönig, Rückgang der Gletscher des —, Crammer 78
Hoh Lumba-Gletscher, Himalaya, Workmann 79
Holst, O.: De seuglaciala lagren vid Toppeladugård 240
Hondsrug, erratische Geschiebe, Jonker 238
Howorth, H. H.: Geol. History of the Baltic 158
 — Ice or Water? 80

- Huber, A.*: Glazialerscheinungen im südlichen Schwarzwald 80
Hudsonal, alte Uferlinien, Woodworth 319
Huntington, E.: The Mountains and Kibitkas of Tian Shan 31

I.

- Iberische Halbinsel*, Becken von Guadix u. Baza, Sierra Nevada, Siegert 156
Indien, permokarbone Eiszeit, Dubois 159
Inlandeis, antarktisches, dessen Bewegung, v. Drygalski . . . *61
— nordeuropäisches, Stromrichtung in den Niederlanden 317
— seine Temperatur, Crammer *225
Innenmoränen, norddeutsche, Abgrenzung der —, Martin 238
— Schutthalt an Ötztaler Gletschern, Heß *287, *355
Innsbruck, neue Pflanzenfundstelle der Höttinger Breccie *69
Inntal, Seen im unteren, Müllner 157
Inntalerrasse, Ampferer 366
Interglazial, zur Frage des —, Gagel 239
— von Parchim, Mecklenburg, Gagel 239
— von Ratzeburg u. Oldesloe, Geinitz 239
— bei Trafoi, Hammer 157
— von Grantsburg, Wisconsin, Berkeley 320
— auf Island, v. Knebel 72
— — — Pjetursson 158
— in Schottland, Jamieson 318
Interglaziale Pflanzenfundstelle der Höttinger Breccie, Blaas . . . *69
Interglazialzeiten in den Alpen, Brückner u. Frech 79
Iowa, Drift bei Afton Junction u. Thayer, Calvin 320
Isachsen, G.: Das paläokrystische Eis 363
Isèretal, Grenze der eiszeitlichen Vergletscherung, Hitzel 236
Island, Durchquerung des Vatna Jökull, Wigner 78
— Geologie von —, Pjetursson 158
— Grundriß der Geologie u. Geographie, Thoroddsen 233
— Gletscherschwankungen 1893—1904, Rabot *132
— Karte der Gletscher des südlichen — *132
— Lagerungsverhältnisse glazialer Bildungen, v. Knebel 72
— — — Pjetursson 158
Italien, Gletscherschwankungen der Adamellogruppe, Marson 233
— Gletscher der Mte Rosa-Gruppe, Dainelli *254
— Gletscherschwankungen *166

- Italien*, Gletscherstudien in den venetianischen Alpen, Marinelli *355

J.

- Jacob, Ch.*: Glacier Blanc et Glacier Noir (Pelvoux) 77
— Explorations glaciaires en France, 1904 77
— Traveaux glaciaires en Dauphiné, 1905 362
Jamieson, T. F.: Changes of Level in Glacial Period 319
— Glacial Period in Aberdeenshire . . 318
— Raised Beaches of Scotland . . . 319
Jasmund, Störungen der Kreide durch Gletscher, Philippi . . . *81, *199
Jerosch, M.: Das Sântisgebirge . . . 157
Jessen, A.: Geologisk kort over Danmark, Kortbladene Aalborg og Nibe 317
Johnson, W. D.: The Grade Profil in the Alpine Glacial Erosion . . . 156
Johnston, T. N.: Formation of certain Lakes in the Highlands 319
Jonker, H. G.: Sedimentaire zwerfsteinen, in Nederland 237
— Erratica des Hondsrug, Groningen 238
— Stromrichtung van het diluviale landijs over Nederland 317
Jostedalsbrå, Ebeling 78
Jotunheim, geologische Erforschung, Rabot 78
Iowa, Drift bei Afton Junction u. Thayer, Calvin 320
Jowett, A., Glaciation of the Bradford and Keighley District 158

K.

- Kalbungen* im Jakobshavner Eistfjord, Engell 79
Kalktufflager von Alfeld, Hannover, Menzel 238
Kaluga, Glazialperiode im Gouvernement —, Bogolubow 157
Kandersteg, prähistorischer Bergsturz, Turnau 236
Kantengeschlebe von Beraun, Böhmen, Spitzner 237
— aus dem Warmbrunner Tal, Vorwerk 241
Karbone Eiszeit, Bibliographie . 159, 320
Kare, Entstehung, Garwood . . . 156
Kärnten, glaziale Terrassen des Drautales, Heritsch 157
Karpaten, Eiszeit im Swidowiecgebirge, Romer 80
— Schneeverhältnisse u. Gletscherspuren in den transsilvanischen Alpen, Lehmann 80

- Karpaten*, Zirkustäler Südungarns,
Czirbusz 366
Kaukasus, Gletscher, Busch . . . 364
— Reisen u. Forschungen, v. Déchy 78
— Fischer 79
Keighley District, Vergletscherung,
Jowett u. Muff 158
Keilhack, K.: Die große baltische End-
moräne u. das Thorn-Eberswalder
Haupttal 157
Kjendalsgletscher, Norwegen, Quincke 233
Kleinasien, Gletscher am Erdschias-
Dagh, Philippson *66
Klima der Antarktis, Bibliographie . 235
— Europas während der Eiszeit,
Penck 79
— der geologischen Vorzeiten, Frech 79
— der quartären Eiszeit, Biblio-
graphie 79, 364
— Geschichte des —, Bibliographie
159, 320
Klimaänderung, Austrocknung der
Kontinente, Stentzel 320
Klimaschwankungen, Bibliographie 159, 320
— Clough 159
— Easton 159
— im deutschen Reich 1816—1900,
Brückner *148
— in Norwegen, Øyen *46
— — Reckstad *347
— Temperatur in Norddeutschland,
Kremser 320
Klinge, Wirbeltierskelette aus Torfen
bei —, Schröder u. Stoller 318
v. *Knebel*, W.: Lagerungsverhältnisse
glazialer Bildungen auf Island. . 72
Koch, J. P.: Fremtidige topographiske
Arbejder og Gletsjermaalinger i
Grønland 234
Koeffizient der inneren Reibung für
Gletschereis, Weinberg . *321, 362
Krebs, W.: Antarktische Klimatologie 235
Kremser, V.: Schwankungen der Luft-
temperatur in Norddeutschland . 320
Kristalle, flüssige, Weinberg . . 362
Krustenbewegungen, eiszeitliche,
Rudzki *183
— am Hudson u. Champlain, Wood-
worth 319
— am St. Lorenz-Strom, Coleman 319

L.

- Lagally*, M.: Revision der Gletscher-
marken im Selrain u. nördlichen
Stubai *226, *314
de Lapparent, A.: Chronologie des
époques glaciaires et l'anciennité
de l'homme 365

- de Lapparent*, A.: Les époques glaci-
aires dans le massif alpin et la
région pyréenne 365
Lauenburg, geol. Aufnahmen, Gagel 239
— Verbreitung der oberen Grund-
moräne, Gagel 239
Le Conte, J.: Motion of the Nisqually
Glacier, Mt Rainier U.S.A. . . . *192
Lee, W. T.: Glacier of Mt Lyell, Cali-
fornia 79, 234
Leiviskä, J.: Dünen am bottnischen
Meerbusen 157
— Schrammen durch Treibeis u.
Transport der Blöcke 157
Lehmann, F. W. P.: Schneebeziehungen
u. Gletscherspuren in den transil-
vanischen Alpen 80
Letorey, R.: Glacier de Tête-Rousse 77
Lewis, F. J.: Peat Mosses of Scottish
Southern Uplands *24, 158
Lipshij, W. J.: Berg-Buchara . . . 234
Litorinabildungen, lübeckische, Fried-
rich u. Heiden 239
Lotungen im Tegernsee, Breu . . . 366
Löwentin-See, Eisschiebungen, Braun 235
Lübeck, Quartär, Friedrich u.
Heiden 239
Lugeon, M.: Variations périodiques
des glaciers des Alpes suisses *77, 363
Lucerna, R.: Gletscherspuren in den
Steiner Alpen 237
Lyons, H. G.: Nile Flood and its Varia-
tions 159
— Variations of Atmospheric Pressure
in Nord-East-Africa and the Nile
Flood 159

M.

- Maas*, G.: Entwicklungsgeschichte
des Thorn-Eberswalder Haupt-
tales u. seine Endmoränen . . . 157
Machaček, F.: Dänemarks Boden u.
Oberfläche 317
— Referat 360
Maddren, A. G.: Exploration in Alaska 159
Mailand, A. G.: Report of the Glacial
Committee, Australia 159
Maloja, Gletscherkonferenz 1905 . . 76
Mammuthreste in Alaska, Maddren 159
Marinelli, O.: Ghiacciai delle Alpi
Venete *357
Markierungen der Gletscher s. Glet-
schermarken u. Gletscherschwan-
kungen.
Marmaros, eiszeitliche Vergletsche-
rung, Romer 237
Marson, L.: Sui Ghiacciai dell' Ada-
mello-Presanella 233

- Martin, J.*: Abgrenzung der Innenmoränen Norddeutschlands . . . 238
Masargebirge, Ostbuchara, Gletscher, Lipskij 234
Matterhorn, Führer, Whympers . 363
Maurienne, Morphologie, Girardin 157
Maury, L.: Levés exécutés dans les Pyrénées centrales 1899—1905 . 363
Mecking, L.: Eistrift aus der Baffinsbay 235
Mecklenburg, Eiszeitablagerungen, Bibliographie 239
— Entwicklung des Bodenreliefs, Elbert 318
Meereis in der Baffinsbay, Mecking 235
Mellor, E. T.: Glacial Conglomerate of South Africa 159
Menzel, H.: Quartärbildungen im südlichen Hannover 238
— Erste Vereisung bei Rüdersdorf u. Hamburg 239
Mercanton, P.: La III^e conférence glaciaire internationale 253
— Forages glaciaires 77
— Repérage topographique des masses glaciaires ensevelies sous la moraine* 358
— Vitesses de propagation des crues provoquées par débâcles glaciaires* 315
Merzbacher, G.: Expedition into the Central Tian Shan Mountains . 79
Meyer, Hans: Der Calderagletscher des Cerro Altar in Ecuador . . . *139
Mill, H. R.: The Siege of the South Pole 234
Milthers, V.: Woher stammen die „Rödö“-Quarzporphyrgeschiebe im baltischen Diluvium? 238
Mont Blanc, Führer, Whympers 77. 363
Monte Rosa, Gletscherschwankungen, Dainelli *254
Mooers Quadrangle, Pleistocän, Woodworth 319
Moränen, Abgrenzung der norddeutschen Innenmoränen, Martin . 238
— feuchte als Anzeichen darunter befindlichen Eises, Mercanton* 358
— die pommerschen Küstenbänke als —, Deecke 240
— des Seneca- u. Cayugatales, Tarr 80
— u. Gletscherbewegung, Crammer 77
— s. auch Grundmoräne.
Moränenlandschaft im Harz, Bode 80
— bei Thorn-Eberswalde, Maas u. Keilhack 157
Moray Firth, Quartär am Südufer des —, Jamieson 318
Morphologie, alpine, Seen, Hängetäler u. Kare, Garwood 156
— Täler u. Seen der Alpen, Penck 156
— von Zentral-New-York, Tarr . 319
Morphologie, glaziale, Bibliographie . 156
— glaziale Züge im Antlitz der Alpen, Penck 156
— glazialer Täler, Hess *242
— in der oberen Maurienne, Girardin 157
— von Pommern, Rügen, Mecklenburg u. der Uckermark, Elbert 317
— Skulptur der Gebirge durch die Gletscher, Davis 156
— des inneren Sogne, Norwegen, Rekstad 158
— der vereisten Hochtäler, Girardin 80
Mossmann, R. C.: The Voyage of the Scotia 364
Mount Adams, Gletscher daselbst, Reid *121, 234
Mount Hood, Gletscher, Reid *113, 234
Mount Lyell, Cal., Gletscher . . 79, 234
Mount Rainier, U.S.A. Nisquallygletscher, Le Conte 192
Muff, H. B.: Glaciation of the Bradford and Keighley District . . 158
Müllner, J.: Seen des unteren Innates bei Rattenberg u. Kufstein . . 157
Munzingen i. Br., paläolithische Rentierstation, Steinmann . . . 80
Muret, E.: Gletscherschwankungen in der Schweiz . *70, 77, 156, *161, 363
Murgebiet, Eiszeitstudien, Aigner 157, 232
Murray, I.: Survey of the Fresh-Water Lochs of Scotland 319
- N.**
- Nachmessung* der Gletscher s. Gletschervermessung
Neuenkircher See, Asam —, Bärtling 239
New-York, Staat, Pleistocän des Mooers Quadrangle Woodworth 319
— — Züge der Entwässerung, Tarr 319
Niederlande, erratische Gesteine der Ardennen nördlich des Rheins, Wichmann 317
— Erratica in Groningen etc., Jonker, van Calker 238
— Stromrichtung des Inlandeises, Jonker 317
— Wiederholung der Eiszeiten, Du Bois 237
Nieve penitente, Deecke 76
Nilflut, Schwankungen, Lyons . . 159
Nisqually-Gletscher, seine Bewegung, Le Conte *192
Nibe, Blatt — der geol. Karte von Dänemark 317
Nord-Amerika, Gletscherschwankungen 1905 *197
— s. auch Vereinigte Staaten.

- Norddeutschland*, Eiszeitspuren, Bibliographie 157, 238, 318
 — Endmoränen im Thorn-Eberswalder Tal, Maas, u. Keilhack 157
 — fossile Dünen, Solger 364
 — Schwankungen der Lufttemperatur, Kremser 320
Nordmann, V.: Danmarks Pattedyr i Fortiden 238
Northumberland, praeglaciale Täler, Woolacott 319
Norwegen, Bibliographie der Gletscherkunde 78, 174, 233, 363
 — geol. Stellung des Tapes-Niveaus, Øyen 158
 — Gletscherbeobachtungen 1905, Rudel *229
 — Gletscher des Folgefjonn, Rekstad 78
 — Gletscherschwankungen, 1905 . . *173
 — Klima- u. Gletscherschwankungen in —, Øyen, Rekstad *46, *347
 — Landbrücke nach Grönland, Simmons 158
 — Studien am Jostedalströ, Ebeling 78
 — Jotunheim, Rabot 78
 — Schneedichte, Rekstad 151
 — aus dem inneren Sogne, Rekstad 158
 — Strandlinien, Rekstad 158
 — Strandlinien u. Steinzeit, Brøgger 240, 360
- O.**
- Oldesloe*, Interglazial, Geinitz . . 239
Ostalpen, Bibliographie . . . 77, 78, 165
 — Gletscherschwankungen 1905 . . *162
Ostsee, jüngste geol. Geschichte derselben, Howorth 158
Öztaler Alpen s. Hintereisferner, Glieder-, Vernagt-, Guslarferner.
Øyen, P. A.: Gletscherschwankungen in Norwegen, 1905 *173
 — Klima- u. Gletscherschwankungen in Norwegen *46
 — Tapes niveauets geologisk stilling 158
- P.**
- Paläokrystisches Eis*, Isachsen . . 363
Paläolithische Funde u. Eiszeiten, de Lapparent 365
 — — bei Munzingen in Baden, Steinmann 80
Paläozoische Eiszeit 159, 320
Paludineschichten bei Berlin, Menzel 239
Parchim, geol. Bohrungen, Geinitz 239
 — Interglazialschichten, Gagel . . 239
Pelvoux-Massiv, Gletscherstudien, Jakob u. Flusin 77
Penck, A.: Climatic Features of the Ice Age 79
 — Glacial Features of the Alps . . 156
 — Die großen Alpenseen 156
 — Klima Europas während der Eiszeit 79
 — Valleys and Lakes of the Alps . 156
Permo-karbonische Eiszeit, Bibliographie 159, 320
Perrin, F.: The Alps of the Dauphiny 77
Peru, Gletscher am Poto, Pfordte 234
 — Eiszeit, Hauthal *230
Pfordte, O. F.: Glaciers of Poto, Peru 234
Pirie, J. H. H.: Voyage of the Scotia 364
Pjetursson, H.: Om Islands Geologi. 158
 — Das Pleistocän Islands 158
Philippi, E.: Facettengeschlebe aus dem norddeutschen Diluvium . . 238
 — Störungen der Kreide u. des Diluviums auf Rügen *81, *199
Philippson, A.: Gletscher am Erdschias-Dagh, Kleinasien *66
Pliocän u. Quartär im südlichen Tessin, Blumer 236
Polargebiete, Eis der —, v. Drygalski 233
 — paläokrystisches Eis (Grönland), Isachsen 363
 — südliche s. Antarktis.
Pommern, Entwicklung des Bodenreliefs, Elbert 317
 — Bohrungen, Deecke 239
 — Zur Geologie von —, Deecke . 239
 — Küstenbänke, Deecke 240
Porro, F.: Gletscherschwankungen in Italien 1905 *166
Posen, fossile Dünen, Solger . . 364
Postglaziale Landbrücke über den nordatlantischen Ocean, Simmons 158
 — Moore in Schottland, Geikie . *21
 — Torflager in Schottland, Lewis 158
Postglazialezeit am Bodensee, Schmidle 366
Poto, Peru, Gletscher am —, Pfordte 234
Präglaziale Täler unter dem Quartär in Northumberland u. Durham, Woolacott 319
Prähistorischer Mensch u. Eiszeiten, de Lapparent 365
 — — in Europa, Reinhard . . 364
Prähistorisches in Baden, Steinmann 80
 — in Norwegen, Brøgger . 240, 360
Presanella, Gletscherschwankungen . 233
Preußen, geol. Karte, 124. Lieferung 240
 — — — Aufnahmsberichte, Bärtling 318, Gagel 239
 — s. auch Norddeutschland.
Pseudoglaziale Erscheinungen in Finland, Leiviskä 157
Pullar, L.: Survey of the Fresh-Water Lochs of Scotland 319

- Pyrenäen*, Gletscheraufnahmen, Ey-
doux u. Maury 363
— Gletscherschwankungen 1905 . . . *170

Q.

- Quartär*, Bibliographie . . 156, 236, 364
Quincke, G.: Über Eisbildung u.
Gletscherkorn 76, 153
— Über den Kjendalsgletscher in Nor-
wegen 233

R.

- Rabot*, Ch.: Exploration géol. du Jotun-
heim 78
— Glacial Reservoirs and their out-
bursts 77
— Gletscherschwankungen in den fran-
zösischen Alpen u. in den Pyrenäen *166
— Variations des glaciers de l'Islande
méridionale, 1893—1904 . . . *132
Ratzeburg, Interglazial, Geinitz . 239
Regenfall, Schwankungen im Deutschen
Reich, Brückner *148
Reibung, innere, fester Körper, Wein-
berg 362
— des Gletschereises, Weinberg *321
Reid, H. F.: The Flow of Glaciers and
their stratification 76
— Gletscherschwankungen in N.- u.
S.-Amerika 1905 *178
— Reservoir Lag in Glacier Variations 156
— Glacier of Mt. Adams and Mt. Hood
. *113, 234
— Variations of Glaciers 156
— Variations périodiques des glaciers,
XI^{me} Rapp. 1905 *161
Reinhard, F. E.: Der Mensch zur Eis-
zeit in Europa 364
Rekstad, J.: Beobachtungen über die
Dichtigkeit des Schnees *151
— Braernes fromrykken sidste aar. 363
— Gletscherschwankungen in Nor-
wegen 78, *347
— Terrasser of Strandlinier i det vest-
lige Norge 158
— Folgefjonnens bræer 78
— Fra indre Sogn 158
— Variationen hos vore bræer . . . 78
Rhonegletscher, Bänderung, Forel. *65
Robesonkanal, paläokrystisches Eis,
Isachsen 363
Rödö-Quarzporphyrgeschiebe im balti-
schen Quartär, Milthers . . . 238
Rogers, A. W.: Glacial Conglomerate
in the Table Mountain Series . . 320
Romer, E.: Die Eiszeit im Swidowiec-
gebirge 80, 237

- Rosental*, R.: Dichte des Schnees in
Irkutsk 233
Rudel, E.: Beobachtungen an norwegi-
schen Gletschern 1905 *229
Rüdersdorf, erste Vereisung bei —,
Menzel 239
Rudzki, M. P.: Deformationen der Erde
während der Eiszeit *183
Rügen, Entwicklung des Bodenreliefs,
Elbert 318
— Facettengeschiebe, Philippi . 238
— quartäre Störungen der Kreide u.
des Pleistocäns, Philippi *81, *199
Rußland, Gletscherschwankungen, v.
Schokalsky 78, *175
— Glazial im Gouv. Kaluga, Bogolubow 157
Rutot, A.: Comparaison entre la série
glaciaire du Professeur Penck et
divisions du Tertiaire supérieure et
du Quaternaire de la Belgique et
du Nord de la France 366
Ruwenzori, Schneegipfel des —, Behrens 364

S.

- Salzburg*, Doppelgletschertopf bei
Gastein, Göttinger 157
— Rückzugerscheinungen an der
Übergossenen Alm, Crammer. 78
Samland, geol. Bilder von der Küste
von —, Schellwien 240
San Francisco Mountain, eiszeitliche
Vergletscherung, Atwood . . . 320
Säntisgebirge, Heim 157
Sardeson, F. W.: Glazialerosion . 80, 320
Säuger, quartäre, in Dänemark, Nord-
mann 238
Savoyen, zwei Felsbecken glacialen
Ursprungs, Collet 236
— Glacier des Evettes, Girardin *31
— Glacier de Tête Rousse, Letorey 77
— Schneegrenze, Gletscherrückgang,
Girardin 233
Sawatch Range, Vergletscherung u.
Glazialerosion, Davis 320
Schellwien, E.: Geol. Bilder von der
samländischen Küste 240
Schichtung des Gletschers, Bänderung
u. Bewegung, Crammer . . . 77
— u. Bänderung der norwegischen
Gletscher, Rekstad 78
— u. Bewegung der Gletscher, Reid 76
Schlesien, glaziale Stauseen an der
oberen Glatzer Neiße, Friedrich 318
Schmelzgeschwindigkeit des Eises, Heß *250
Schmelzung u. Winterwasser der Glet-
scherbäche, Heß 77

- Schmidle*, W.: Geol. Geschichte des nordwestlichen Bodensees 366
- Schnee* in der Antarktis, *Dobrowolski* 235
- Schneedecke*, Furchung der Winter — im Gebirge, *Crammer* 76
- Schneedichte*, *Rekstad* *151
- in Irkutsk, *Rosenthal* 233
- Schneegrenze* am Cerro Altar, Ecuador, *Meyer* *139
- am Folgefonn, Norwegen, *Rekstad* 78
- quartäre, in den Marmaroser Karpathen, *Römer* 237
- am Mt. Hood u. Mt. Adams, *Reid* *130
- in Savoyen, *Girardin* 233
- Schwankungen derselben, *Heß* *244
- Schobergruppe*, Wangeritzenkar, *Wissert* 273
- v. Schokalsky*, J.: Gletscherschwankungen in Rußland 78, *175
- Schottland*, Eiszeit Spuren, Bibliographie 318
- Pflanzen der Torflager, *Lewis* . 158
- spätquartäre Ablagerungen, *Geikie* *21
- Entstehung der Seen 319
- Strandlinien 319
- Schrammen* durch Treibeis, *Leiviskä* 157
- Schröder*, H.: Marine u. Süßwasserablagerungen im Diluvium von Uetersen-Schulau 231
- Wirbeltierskelette aus den Torfen von Klinge 318
- Schulau*, pleistocäne marine u. Süßwasserablagerungen 231
- Schulz*, F. A. C.: Eisbedeckung der Dolomiten *69
- Schuttlinhalt* der Innenmoränen an Ötztaler Gletschern, *Heß* *287, *355
- Schwankungen* s. Gletscherschwankungen u. Klimaschwankungen.
- Schwarz*, E. H. L.: The Thickness of the Ice Cap in the various Glacial Periods 235
- Schwarzenegg*, Moränen bei —, *Antenen* 236
- Schwarzwald*, Glacialerscheinungen, *Huber* 80
- Schweden*, Gletscherschwankungen 1905 *172
- glaziale Bibliographie 240
- Schweiz*, Bibliographie, recente Gletscher 77, 233, 363
- Eiszeit Spuren. Bibliographie 157, 236, 365
- Glaziales bei Winterthur, *Weber* 365
- Gletscherschwankungen *70, 77, *161, 363
- Tonlager, Entstehung, *Wehrli* 237
- Scotia*, Forschungsreise der — in die Antarktis 364
- Scott*, R. F.: Voyage of the Discovery 234
- Seedorf*, Blatt — der geol. Karte von Preußen 239, 318
- Seen*, große Alpenseen, *Penck* . . 156
- alpine, *Garwood* 156
- glaziale im Gebiet des St. Lorenz-Stroms, *Coleman* 319
- im unteren Innthal, *Müllner* . 157
- in Schottland, Tiefenkarten, *Murray* u. *Pullar* 319
- — Entstehung, *Collet* u. *Johnston* 319
- See-Eis*, eigentümliche Bildung von —, *Case* 363
- Wirkungen am Ufer, *Braun* . 235
- Selrain*, Revision der Gletschermarken im —, *Lagally* *226, *314
- Senecasee*, Moränen, *Tarr* 80
- Senkungen* s. Krustenbewegungen.
- Sherzer*, W. H.: Glacial Studies in the Canadian Rockies and Selkirks 79
- Siegert*, L.: Das Becken von Guadix u. Baza 156
- Sierra Nevada* (Spanien), Quartär im Becken von Guadix u. Baza, *Siegert* 156
- Simmons*, H. G.: Landbrücke im Nordatlantik 158
- Solger*, F.: Fossile Dünen in Norddeutschland 364
- Staumoränen am Teltowkanal . . 239
- Sosbon-Gletscher*, Himalaya, *Workmann* 79
- Spanien*, Quartär bei Guadix u. Baza, *Siegert* 156
- Spitzbergen*, Gletschervermessungen, *Hamburg* 78
- Spitzner*, V.: Kantengeschlebe bei Beraun 237
- St. Croix Dalles*, Alter, *Upham* . . 320
- St. Lorenz-Strom*, Glazialseen u. Krustenbewegungen am —, *Coleman* 319
- Stauseen*, glaziale, an der Glatzer Neiße, *Friedrich* 318
- Steiermark*, Gletscherspuren in den Steiner Alpen, *Lucerna* . . . 237
- Steiner Alpen*, Gletscherspuren, *Lucerna* 237
- Steinmann*, G.: Paläolithische Renntierstation von Munzingen 80
- Steinzeit* u. Strandlinien in SE-Norwegen, *Brøgger* 240, 360
- Stentzel*, A.: Ausdörrung der Kontinente 320
- Stoller*, O.: Marine u. Süßwasserablagerungen im Quartär von Uetersen-Schulau 231
- Wirbeltierskelette aus den Torfen von Klinge 318

Stolley, E.: Tiefbohrungen bei Braunschweig 239
Störungen, glaziale, der Kreide u. des Quartärs auf Rügen, Philipp **81, *199*
— glaziale im Lüneburger Turon, Gagel 239
— im Tertiär u. Quartär des Samlandes (Ostpreußen), Schellwien 240
Strandlinien im westlichen Norwegen, Rekstad 158
— in SE-Norwegen, Brøgger 240, 360
— in Schottland, Jamieson . . . 319
— im Sognefjord, Rekstad . . 158
Strandverschiebungen während der Eiszeit, Rudzki *186
Stromrichtung des Inlandeises in den Niederlanden, Jonker 317
Struktur des Gletschers, Quincke 76, 153
Stubai, Revision der Gletschermarken, Lagally *226, *314
Stuttgarter Talkessel vom Eise ausgehöhlt, Gugenhahn 366
Süd-Amerika, Calderagletscher des Cerro Altar in Ecuador, Meyer *139
— Gletscherschwankungen 1905 . . *181
— quartäre Vergletscherung in Bolivien u. Peru, Hauthal . . . *230
Sudbury-See, glazialer, Goldthwait 158
Südpolaregebiet s. Antarktis.
Suldenferner, Konferenz am —, Finsterwalder *293
— Vermessung, Finsterwalder *293
Süßwasserablagerungen bei Lübeck, Friedrich 239
Svenonius, F. W.: Gletscherschwankungen in Schweden, 1905 . . . *172
Swidowiecgebirge, Eiszeit im —, Romer 80

T.

Tafelerklärung zu Philipp, Störungen der Kreide auf Rügen . . *160
Taltrug, glazialer, Heß *242
Täler, Hängetäler, Entstehung, Garwood 156
— u. Seen als Produkte der Gletschererosion, Penck 156
Tapes-Niveau, geol. Stellung, Øyen 158
Tarr, R. S.: Drainage Features of Central New-York 319
— Moraines of Seneca and Cayuga Lake Valleys 80
— Moderate Glacial Erosion . . . 80
Tauern, Hohe —, Nachmessung der Gletscher der Goldberggruppe . *305
Tegernsee, limnologische Studie, Breu 366
Teltowkanal, Staumoränen daselbst, Solger 239

Temperatur, Einfluß der — auf die innere Reibung, Weinberg . 362
— des Gletscher- u. Inlandeises, Crammer *225
Terrassen, glaciale des Drautales, Heritsch 155, 157
— im westlichen Norwegen, Rekstad 158
Tessin, Pliocän u. Quartär im südlichen Tessin, Blumer 236
Thorn-Eberswalder Tal, Endmoräne, Keilhack u. Maas 157
Thoroddsen, T.: Island. Grundriß der Geographie u. Geologie 233
Tiefbohrungen s. Bohrungen.
Tien Shan, Expedition von Merzbacher 79
— Glaziales im —, Huntington 319
Tirol, Bibliographie . . 77, 157, 237, 366
— Interglaziale Breccie im Trafoier Tal, Hammer 157
— Schutthalt der Innenmoränen einiger Gletscher, Heß . . *287, *355
— Seen im unteren Inntal, Müller 157
— Suldenferner, Konferenz u. Vermessung, Finsterwalder *293, *302
— Wangernitzenkar in der Schobergruppe, Wissert 237
Tonlager, (Schweiz) Entstehung, Wehrli 237
Torflager bei Klinge, Wirbeltierskelette, Schröder u. Stoller . . . 318
— in Schottland, Lewis . . . *24, 158
— bei Uetersen u. Schulau, Schröder u. Stoller 231
Torfmoore in Norwegen, Øyen . . *48
— spätquartäre in Schottland, Geikie *21
Trafoi, interglaziale Breccie, Hammer 157
Transsilvanische Alpen, Schneeverhältnisse u. Gletscherspuren, Lehmann 80
Turnau, V.: Bergsturz von Kandersteg 236
Turon, glaziale Störungen im Lüneburger —, Gagel 239

U.

Überschiebungen, glaziale, auf Rügen, Philipp *81, *199
Uckermark, Entwicklung des Bodenreliefs, Elbert 318
Uetersen-Schulau, quartäre marine u. Süßwasser-Ablagerungen, Schröder u. Stoller 231
Ule, W.: Studien am Ammersee in Oberbayern 237
Ungarn, S.: Zirkustäler, Czirbusz 366
Upham, W.: The age of the St. Croix Dalles 329

V.

- Vatna-Jökull*, Island, Durchquerung,
Wigner 78
Vereinigte Staaten, Arapahoe Gletscher 234
— Bewegung des Nisqually-Gletschers,
*192
— Quartärforschung in Alaska,
Madden 159
— Eiszeitspuren, Bibliographie
80, 158, 319, 320
— Finger Lake, Fairchild . . . 235
— Gletscher, recente, Bibliographie
79, 179, 234
— Gletscher am Mt. Hood u. Mt.
Adams, Reid *113, 234
— Gletscher am Mt. Lyell, Lee 79, 234
— Lake Chelan u. sein Gletscher . . 234
— Moränen am Seneca- u. Cayugasee,
Tarr 80
— Sandebenen des glazialen Sudbury-
Sees, Goldthwait 158
— Vereistes Gebiet der Zwillingseen,
Colorado, Westgate 80
Venetianische Alpen, Gletscherstudien,
Marinelli *357
Vergletscherung der Erde von Pol zu
Pol, Gugenhahn 230
Vermessung der Gletscher s. Gletscher-
vermessung.
Vernagtferner, Geschwindigkeit,
Blümcke 78, *312
— Schwankungen, Hess *247
— Schutthalt, Hess *289
Vorweg, O.: Kantengeschiebe aus dem
Warmbrunner Tal 240

W.

- Wangernitzenkar*, Wissert 237
Wagrien, geol. Notizen aus—, G a g e l 239
Waller, G. S. A.: Report of the Glacial
Committee (Australien) 159
Wahnschaffe, F.: Referate . . 72, 73, 231
Warmbrunner Tal, Kantengeschiebe,
Vorweg 240
Weber, J.: Geol. Untersuchungen in
der Gegend von Winterthur . . 365

- Wehrli*, L.: Geologische Entstehung
unserer Tonlager 237
Weinberg, B. P.: Existenz von flüssigen
Kristallen 362
— Koeffizient der inneren Reibung
des Gletschereises u. seine Bedeu-
tung für die Theorie der Gletscher-
bewegung *321, 362
— Einfluß der Temperatur auf die
innere Reibung fester Körper . . 362
Westgate, L. S.: The Twin Lakes Gla-
ciated Area, Colorado 80
Whymper, E.: Chamonix and the Range
of Mont Blanc. Guide 77, 363
— The valley of Zermatt an the
Matterhorn. Guide 77, 363
Wichmann, A.: Fragments of rocks
from the Ardennes in the Dilu-
vium of the Netherlands 317
Wigner, I. H.: The Vatna Jökull Tra-
versed 78
Winterthur, geol. Untersuchung der
Gegend von —, Weber 365
Wisconsin, interglaziale Tone von
Grants-Burg, Berkeley 320
Wissert, A.: Das Wangernitzenkar in
der Schobergruppe 237
Woodworth, I. B.: Ancient water levels
of the Champlain and Hudson
Valleys 319
— Pleistocene Geology of Mooers
Quadrangle, New York 319
Woolacott, D.: Superficial Deposits and
preglacial Valleys of the Northum-
berland and Durham 319
Workmann, W. H.: Exploration of
the Hoh Lumba and Sosbon Gla-
ciers 79
Württemberg, Stuttgarter Talkessel von
alpinem Eise ausgehöhlt, G u g e n-
h a h n 366

Z.

- Zarrentin*, Blatt — der geol. Karte
von Preußen 318
Zermatt, Tal von —, Führer, W h y m-
p e r 77, 363
Zirkustäler Südungarns, Czirbusz 366

Berichtigungen.

S. 239 22. Zeile von unten statt Jarrentin lies Zarrentin.

S. 320 4. Zeile von unten statt karbonische Eiszeit lies silurische Eiszeit.

J C Branne
d

BAND I HEFT 1

MAI 1906

ZEITSCHRIFT
FÜR
GLETSCHERKUNDE,
FÜR EISZEITFORSCHUNG UND GESCHICHTE DES KLIMAS

ANNALES DE GLACIOLOGIE

ANNALS OF GLACIOLOGY

ANNALI DI GLACIOLOGIA

Organ der Internationalen Gletschercommission

unter Mitwirkung von

S. Finsterwalder (München), **F. A. Forel** (Morges), **J. Geikie** (Edinburgh), **W. Killian** (Grenoble),
F. Nansen (Kristiania), **A. Penck** (Berlin), **F. Porro** (La Plata, früher Genua), **Charles Rabot** (Paris),
H. F. Reid (Baltimore), **F. Wahnschaffe** (Berlin), **A. Woelikof** (St. Petersburg)

herausgegeben von

EDUARD BRÜCKNER

Professor an der Universität Halle a. d. Saale

BERLIN

VERLAG VON GEBRÜDER BORNTAEGER

SW 11 DESSAUERSTRASSE 29

1906

Verlag von Gebrüder Borntraeger in Berlin

SW 11 Dessauer-Straße 20

Geologisches Centralblatt. Anzeiger für Geologie, Petrographie, Palaeontologie und verwandte Wissenschaften. In Verbindung mit zahlreichen Fachgenossen herausgegeben von Professor Dr. K. Keilhack, Kgl. Landesgeologen in Berlin.

Das „Geologische Centralblatt“ stellt sich die Aufgabe, die gesamte literarische Produktion auf dem Gebiete der Geologie und ihrer Hilfswissenschaften so vollständig und so rasch wie möglich in kurzen Anzeigen zur Kenntnis der Fachgenossen zu bringen. — Die Anzeigen erscheinen in deutscher, englischer oder französischer Sprache.

Das „Geologische Centralblatt“ erscheint in Heften am 1. und 15. jeden Monats zum Preise von 30 Mark für den Band. — Band 1-7 liegen abgeschlossen vor: Preis 210 Mark.

Das „Geologische Centralblatt“ hat sich in der kurzen Zeit seines Bestehens außerordentlich viele Freunde erworben und sich infolge der umsichtigen Redaktion zu einem referierenden Organ ersten Ranges entwickelt.

Probenummern bereitwilligst gratis und franko.

Sammlung geologischer Führer:

- I. Geologischer Wegweiser durch das **Dresdener Elbtalgebiet** zwischen Meißen und Tetschen von Prof. Dr. R. Beck. Mit Karte. 2 Mk. 50 Pfg.
- II. Geologischer Führer durch **Mecklenburg** von Prof. Dr. E. Geinitz. Mit 15 Tafeln und Übersichtskarte. 3 Mk.
- III. Geologischer Führer durch **Bornholm** von Prof. Dr. W. Deecke. Mit 7 Textabbildungen und einer geologischen Übersichtskarte. 3 Mk. 50 Pfg.
- IV. Geologischer Führer durch **Pommern** von Prof. Dr. W. Deecke. Mit Textabbildungen. 2 Mk. 80 Pfg.
- V. Geologischer Führer durch das **Elsaß** von E. W. Benecke, H. Bücking, E. Schumacher und L. van Werveke. Mit 56 Profilen und Abbildungen. 8 Mk.
- VI. Geologischer Führer in das **Riesengebirge** von Prof. Dr. G. Gürich. Mit 24 Abbildungen und 3 Tafeln. 5 Mk. 50 Pfg.
- VII. Geologischer Führer durch **Schonen** von Dr. And. Hennig, Dozent der Geologie an der Universität Lund. Mit 35 Textabbildungen und Übersichtskarte. 3 Mk. 50 Pfg.
- VIII. Geologischer Führer durch **Campanien** von Prof. Dr. W. Deecke. Mit 28 Abbildungen. 4 Mk.
- IX. Geologischer Führer durch **Oberitalien**. I. Das Gebirge der ober-italienischen Seen von Prof. Dr. A. Tornquist. Mit Beiträgen von Baltzer-Bern und Porro-Lario. Mit 30 Abbildungen. 5 Mk. 50 Pfg.
- X. Geologischer Führer durch die **Alpen**. I. Das Gebiet der zwei großen rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und dem Engadin von Prof. Dr. A. Rothpletz. Mit 81 Textfiguren. 4 Mk.

Sämtliche Führer in dauerhaften, geschmackvollen Leinenbänden.

Die Sammlung wird fortgesetzt; im Druck befindet sich: Führer durch das Berner Oberland.

Verlag von Gebrüder Borntraeger in Berlin

SW 11 Dessauer-Straße 29

Lehre von den Erzlagerstätten von Dr. Rich. Beck, Professor der Geologie und Lagerstättenlehre an der Königl. Bergakademie zu Freiberg. Zweite, neu durchgearbeitete Auflage. Mit 257 Textfiguren und einer Gangkarte. Groß-Oktav. In Halbleder gebunden 21 Mk.

Die Tatsache, daß nach dem kurzen Zeitraum von noch nicht ganz drei Jahren eine neue Auflage dieses Werkes notwendig wurde, beweist seinen Wert. Es erfüllt in ausgezeichnetster Weise das dringende Bedürfnis nach einer zeitgemäßen Behandlung der Erzlagerstätten.

Petrographisches Praktikum von Dr. Reinhold Reinisch, Privatdozent an der Universität Leipzig.

Erster Teil: **Gesteinbildende Mineralien.** Mit 82 Textfiguren. In Leinenband. 4 Mk. 20 Pfg.

Zweiter Teil: **Gesteine.** Mit 22 Textfiguren. In Leinenband. 5 Mk. 20 Pfg.

Es fehlte bisher an einer klaren und übersichtlichen Einführung in die mikroskopische Gesteinsuntersuchung. Die vorliegende Anleitung wird sicher allen denen willkommen sein, die nur einen Überblick wünschen und nicht mit der Absicht umgehen, den ganzen umfangreichen Apparat petrographischer Arbeitsmethoden kennen zu lernen.

Die kristallinen Schiefer von Dr. U. Grubenmann, Professor am Eidgenöss. Polytechnikum und an der Universität Zürich. I. Allgemeiner Teil. Mit 7 Textfiguren und 2 Tafeln. In Leinen gebunden 3 Mk. 40 Pfg.

Die Arbeit, eine Frucht vieljähriger Beschäftigung mit dem Gegenstand, versucht die Bildung und die charakteristischen Eigentümlichkeiten der kristallinen Schiefer sowie ihr Auftreten innerhalb der Erdkruste nach physikalisch-chemischen Prinzipien zu erklären. Der zweite im Herbst dieses Jahres erscheinende Teil wird eine nach diesen Prinzipien gewonnene Systematik der Gesteinsgruppe bringen.

Eine Landschaft der Steinkohlenzeit. Wandtafel bearbeitet und herausgegeben im Auftrage der Königl. Preuß. geologischen Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin von Professor Dr. H. Potonié, Königl. Landesgeologen. Nebst Erläuterung mit 30 Textabbildungen. Größe der Wandtafel 170 × 120 cm. — Preis auf Leinwand gezogen mit Stäben 25 Mk. — Preis eines von Künstlerhand ausgeführten vielfarbigen Abzuges auf Leinwand gezogen mit Stäben 65 Mk.

Die Tafel kommt dem Bedürfnis entgegen, eine neue zeitgemäße landschaftliche Darstellung über die Carbonflora, welche unsere jetzigen Anschauungen im Bilde wiederzugeben sucht, zu besitzen. Sicher war für die Bearbeitung der Tafel kein anderer besser in der Lage, wie der durch seine zahlreichen wertvollen phyto-paläontologischen Arbeiten bekannte Verfasser.

Die Minerale des Harzes. Eine auf fremden und eigenen Beobachtungen beruhende Zusammenstellung der von unserm heimischen Gebirge bekannt gewordenen **Minerale und Gesteinsarten** von Dr. Otto Luedecke, Professor an der Universität Halle a. S. — Groß-Oktav. Mit einem Atlas von 27 Tafeln und einer Karte. Geheftet 56 Mk., in Halbfr. geb. 60 Mk.

„ . . . ein mineralogisches Prachtwerk, das nach seiner ganzen vortrefflichen Ausstattung und Ausführung an die Beschreibung der Mineralien des Langesundfjords von Brögger erinnert. Jedenfalls wird Luedekes Werk für immer eine Zierde der deutschen mineralogischen Literatur, künftighin jedem Fachmann, selbstverständlich vor allem jedem Harzmineralogen ein unentbehrliches Hilfsmittel sein.“ N. Jahrb. f. Mineralogie.

Zeitschrift für Gletscherkunde, Band I Heft I

Inhalt.

Abhandlungen.	Seite
Ed. Brückner: Zur Einführung	1
A. Blümcke und S. Finsterwalder: Die Gletscherbewegung mit Berücksichtigung ihres senkrechten Anteils. Mit 3 Figuren	4
J. Geikie: Late Quaternary Formations of Scotland. With a Diagram	21
P. Girardin: Le glacier des Evettes en Maurienne (Savoie). Etude glaciologique et morphologique. Avec une carte (planche I. et 2. clichés dans le texte)	31
P. A. Øyen: Klima- und Gletscherschwankungen in Norwegen. Mit 2 Abb.	46
Kleinere Mitteilungen.	
E. v. Drygalski: Die Bewegung des antarktischen Inlandeises. Mit Abb.	61
F. A. Forel: Structure rubanée des glaciers	65
A. Philipsson: Ein Gletscher am Erdschias-Dagh (Argaeus) in Kleinasien	66
F. A. C. Schulz: Wissenschaftliche Untersuchungen über die Eisbedeckung der Dolomiten	69
J. Blaas: Neue Fundstelle von Pflanzen der interglacialen Höttinger Breccie bei Innsbruck	69
F. A. Forel et E. Muret: Rapport sur les variations des Glaciers, 1905: Alpes Suisses	70
Literaturberichte.	
H. Hess: Die Gletscher	71
W. v. Knebel: Die Lagerungsverhältnisse glacialer Bildungen auf Island etc.	72
- : Der Nachweis verschiedener Eiszeiten im inneren Island	73
A. Blümcke und S. Finsterwalder: Zeitliche Änderung in der Geschwindigkeit der Gletscherbewegung	73
Bibliographie.	
Recente Gletscher	76
Quartäre Eiszeiten	79

Die Zeitschrift für Gletscherkunde erscheint in zwanglosen Heften, von denen vier bis fünf einen Band von etwa 25 Druckbogen zum Preise von 16 Mk. bilden. Die Ausgabe der Hefte erfolgt nach Massgabe des einlaufenden Materials.

Manuskripte, zur Besprechung bestimmte Bücher und Separatabdrücke sowie alle auf die Redaktion bezüglichen Anfragen und Mitteilungen sind an den Herausgeber **Professor Dr. Ed. Brückner**, bis zum 15. August 1906 **Halle a. d. Saale, Universität**, später **Wien I, Universität**, zu senden, geschäftliche Mitteilungen an die **Verlagsbuchhandlung Gebrüder Borntraeger in Berlin SW 11, Dessauerstraße 29**.

Die Mitarbeiter erhalten für Originalabhandlungen ein Bogenhonorar von 20 Mk. Kleinere Mitteilungen werden mit 30 Mk., Referate, Literaturübersichten etc. mit 64 Mk. für den Bogen honoriert.

Von Originalarbeiten werden 30 Sonderabzüge ohne besondere Bestellung unentgeltlich, weitere Exemplare gegen mässige Berechnung geliefert.

BAND 1 HEFT 5

APRIL 1907

ZEITSCHRIFT
FÜR
GLETSCHERKUNDE,
FÜR EISZEITFORSCHUNG UND GESCHICHTE DES KLIMAS

ANNALES DE GLACIOLOGIE

ANNALS OF GLACIOLOGY

ANNALI DI GLACIOLOGIA

Organ der Internationalen Gletschercommission

unter Mitwirkung von

S. Finsterwalder (München), **F. A. Forel** (Morges), **J. Geikie** (Edinburgh), **W. Kilian** (Grenoble),
Olinto Marinelli (Florenz), **F. Nansen** (Kristiania), **A. Penck** (Berlin), **F. Porro** (La Plata),
Charles Rabot (Paris), **H. F. Reid** (Baltimore), **F. Wahnschaffe** (Berlin), **A. Woeikof** (St. Petersburg)

herausgegeben von

EDUARD BRÜCKNER
Professor an der Universität Wien

BERLIN
VERLAG VON GEBRÜDER BORNTAEGER
SW 11 DESSAUERSTRASSE 29
1907

Verlag von Gebrüder Borntraeger in Berlin SW 11

Dessauer Straße 29

Geologisches Centralblatt. Anzeiger für Geologie, Petrographie, Palaentologie und verwandte Wissenschaften. In Verbindung mit zahlreichen Fachgenossen herausgegeben von Professor Dr. K. Keilhack, Kgl. Landesgeologen in Berlin.

Das „Geologische Centralblatt“ stellt sich die Aufgabe, die gesamte literarische Produktion auf dem Gebiete der Geologie und ihrer Hilfswissenschaften so vollständig und rasch wie möglich in kurzen Anzeigen zur Kenntnis der Fachgenossen zu bringen. — Die Anzeigen erscheinen in deutscher, englischer oder französischer Sprache.

Das „Geologische Centralblatt“ erscheint in Heften am 1. und 15. jeden Monats zum Preise von 30 Mark für den Band. — Band 1—7 liegen abgeschlossen vor: Preis 210 Mark.

Das „Geologische Centralblatt“ hat sich in der kurzen Zeit seines Bestehens außerordentlich viele Freunde erworben und sich infolge der umsichtigen Redaktion zu einem referierenden Organ ersten Ranges entwickelt.

===== Probenummern bereitwilligst gratis und franko. =====

Die kristallinen Schiefer von Dr. U. Grubenmann, Professor am Eidgenössischen Polytechnikum und an der Universität Zürich. I. Allgemeiner Teil. Mit 7 Textfiguren und 2 Tafeln. In Leinen gebunden 3 Mk. 40 Pfg. II. Spezieller Teil. Mit 8 Textfiguren und 8 Tafeln. In Leinen gebunden 9 Mk. 60 Pfg.

Die Arbeit, eine Frucht vieljähriger Beschäftigung mit dem Gegenstand, versucht die Bildung und die charakteristischen Eigentümlichkeiten der kristallinen Schiefer sowie ihr Auftreten innerhalb der Erdrinde nach physikalisch-chemischen Prinzipien zu erklären. Der zweite Teil bietet eine nach diesen Prinzipien gewonnene Systematik der Gesteinsgruppe.

Lehre von den Erzlagerstätten von Dr. Rich. Beck, Professor der Geologie und Lagerstättenlehre an der Königl. Bergakademie zu Freiberg. Zweite, neu durchgearbeitete Auflage. Mit 257 Textfiguren und einer Gangkarte. Groß-Oktav. In Halbleder gebunden 21 Mk.

Die Tatsache, daß nach dem kurzen Zeitraum von noch nicht ganz drei Jahren eine neue Auflage dieses Werkes notwendig wurde, beweist seinen Wert. — Es erfüllt in ausgezeichnetester Weise das dringende Bedürfnis nach einer zeitgemäßen Behandlung der Erzlagerstätten.

Zeitschrift für Gletscherkunde, Band I Heft 5

Inhalt.

Abhandlungen.	Seite
B. Weinberg: Über den Koeffizienten der inneren Reibung des Gletschereises und seine Bedeutung für die Theorien der Gletscherbewegung	321
J. Rekstad: Einiges über Gletscherschwankungen im westlichen Norwegen	347
H. Hess: Die Größe des jährlichen Abtrages durch Erosion im Firnbecken des Hintereisferners. Eine Berichtigung	355
Kleinere Mitteilungen.	
O. Marinelli: Studi sopra i ghiacciai delle Alpi Venete	357
P. L. Mercanton: Reperage topographique des masses glaciaires ensevelies sous la moraine	358
Literaturbericht.	
W. C. Brögger: Strandliniens Beliggenhed under Stenarderen i det sydøstlige Norge	360
Bibliographie.	
Rezente Gletscher	362
Quartäre Eiszeit	364

Die „Zeitschrift für Gletscherkunde“ erscheint in zwanglosen Heften, von denen vier bis fünf einen Band von etwa 25 Druckbogen zum Preise von 16 Mk. bilden. Die Ausgabe der Hefte erfolgt nach Massgabe des einlaufenden Materials.

Manuskripte, zur Besprechung bestimmte Bücher und Separatabdrücke sowie alle auf die Redaktion bezüglichen Anfragen und Mitteilungen sind an den Herausgeber **Professor Dr. Ed. Brückner, Wien III, Baumannstr. 8**, zu senden, geschäftliche Mitteilungen an die **Verlagsbuchhandlung Gebrüder Borntraeger in Berlin SW 11, Dessauerstraße 29**.

Die Mitarbeiter erhalten für Abhandlungen ein Bogenhonorar von 20 Mk. Kleinere Mitteilungen werden mit 30 Mk., Referate im Literaturbericht und Beiträge zur Bibliographie mit 64 Mk. für den Bogen honoriert.

Von Abhandlungen werden 30 Sonderabzüge ohne besondere Bestellung unentgeltlich, weitere Exemplare gegen mässige Berechnung geliefert.

Verlag von Gebrüder Borntraeger in Berlin
SW 11 Dessauer Straße 29

Sammlung geologischer Führer:

- I. Geologischer Wegweiser durch das **Dresdener Elbtalgebiet** zwischen Meissen und Tetschen von Prof. Dr. R. Beck. Mit Karte. 2 Mk. 50 Pfg.
- II. Geologischer Führer durch **Mecklenburg** von Prof. Dr. E. Geinitz. Mit 15 Tafeln und Uebersichtskarte. 3 Mk.
- III. Geologischer Führer durch **Bornholm** von Prof. Dr. W. Deecke. Mit 7 Textabbildungen und einer geologischen Uebersichtskarte. 3 Mk. 50 Pfg.
- IV. Geologischer Führer durch **Pommern** von Prof. Dr. W. Deecke. Mit Textabbildungen. 2 Mk. 80 Pfg.
- V. Geologischer Führer durch das **Elsass** von E. W. Benecke, H. Bücking, E. Schumacher und E. van Werveke. Mit 56 Profilen und Abbildungen. 8 Mk.
- VI. Geologischer Führer in das **Riesengebirge** von Prof. Dr. G. Gürich. Mit 24 Abbildungen und 3 Tafeln. 5 Mk. 50 Pfg.
- VII. Geologischer Führer durch **Schonen** von Dr. And. Hennig, Dozent für Geologie an der Universität Lund. Mit 35 Textabbildungen und Uebersichtskarte. 3 Mk. 50 Pfg.
- VIII. Geologischer Führer durch **Campanien** von Prof. Dr. W. Deecke. Mit 25 Abbildungen. 4 Mk.
- IX. Geologischer Führer durch **Oberitalien**. I. Das Gebiet der oberitalienischen Seen von Prof. Dr. A. Tornquist. Mit Beiträgen von Baltzer-Bern und Porro-Lario. Mit 30 Abbildungen. 5 Mk. 50 Pfg.
- X. Geologischer Führer durch die **Alpen**. 1. Das Gebiet der zwei großen rhätischen Ueberschiebungen zwischen Bodensee und dem Engadin von Prof. Dr. A. Rehtpletz. Mit 81 Textfiguren. 4 Mk.
- XI. **Das Berner Oberland und Nachbargebiete** von Prof. Dr. A. Baltzer. Mit 74 Figuren im Text und einem Routenkärtchen. Zwei Teile. 12 Mk. 50 Pfg.
- XII. Geologischer Führer für Exkursionen im inneralpinen Becken der nächsten **Umgebung von Wien** von Dr. Franz X. Schaffer. Mit 11 Abbildungen im Text. 2 Mk. 40 Pfg.

Die Sammlung wird fortgesetzt.

Sämtliche Führer in dauerhaften,
geschmackvollen Leinenbänden.

UA

DATE DUE			

STANFORD UNIVERSITY LIBRARIES
STANFORD, CALIFORNIA 94305-6004

RECOVERED

RECOVERED

